

Testes sísmicos de três componentes para caracterização de sítio

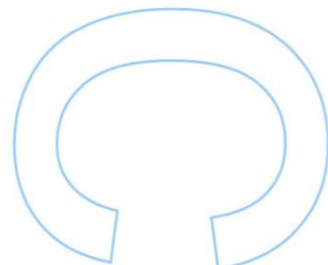
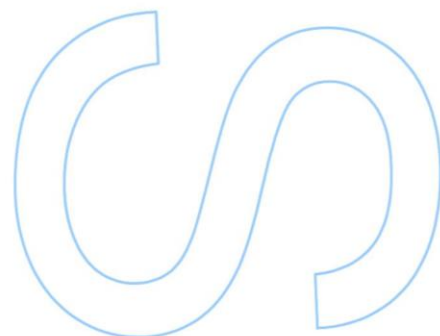
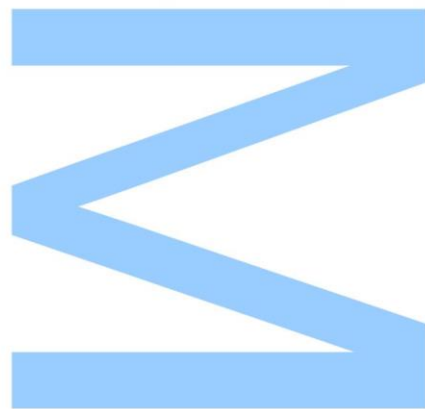
Catarina Ferreira Caldeira

Mestrado em Geologia

Departamento de Geociências, Ambiente e Ordenamento do Território
2016

Orientador

Rui Miguel Marques Moura, Professor Auxiliar, Faculdade de
Ciências da Universidade do Porto

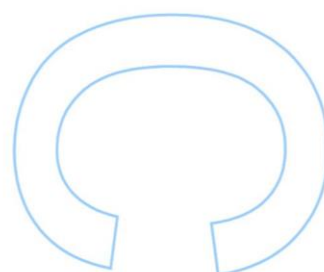
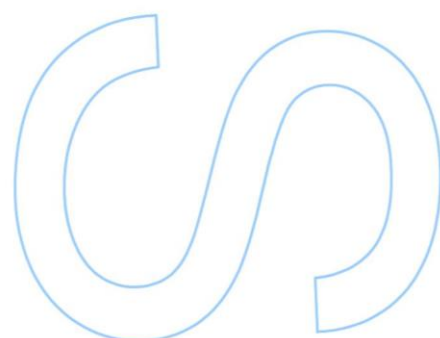
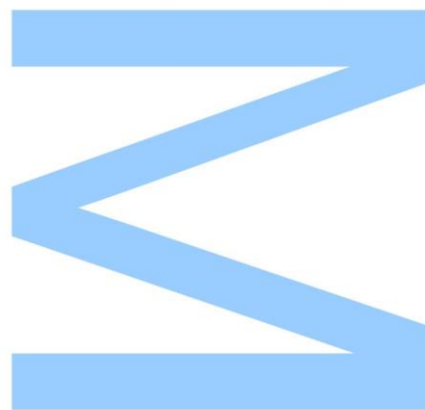




Todas as correções determinadas
pelo júri, e só essas, foram efetuadas.

O Presidente do Júri,

Porto, ____/____/____



Agradecimentos

Antes de mais, devo um agradecimento ao meu professor e orientador, Professor Rui Moura, pela oportunidade de trabalhar num tema tão fascinante e por toda a ajuda e tempo disponibilizados.

À minha professora de Biologia e Geologia, Professora Paula Guimarães, por me ter mostrado o quão maravilhosa é a Geologia e por me ter feito apaixonar por esta ciência. Obrigada por me ter lido e revisto este texto, foi uma ajuda preciosa.

Aos meus amigos, por todo o apoio, ajuda e momentos de riso, e por me levarem a arejar quando eu estava exausta. Um agradecimento especial à Teresa e ao André por não me terem deixado desistir quando já estava tão próxima do fim.

À minha irmã, Beatriz, por me ter ajudado a fazer o trabalho de campo. Ajudaste-me mais do que imaginas. À minha madrinha e aos meus pais, acima de tudo, pela confiança inabalável nas minhas capacidades, pela paciência e por a toda a ajuda, não só ao longo deste trabalho, mas ao longo da minha vida.

Resumo

A Geofísica apresenta-se como uma área científica essencial no estudo do subsolo uma vez que permite averiguar, por exemplo, o estado e a natureza das litologias em profundidade, a possível presença de estruturas geológicas e os valores de amplificação sísmica dos solos. Estas características são essenciais para complementar estudos noutras áreas da Geologia como é o caso da geologia de engenharia, a geologia ambiental, a prevenção de riscos geológicos, a prospeção de recursos, entre outras.

Esta dissertação teve como objetivo essencial o estudo geofísico da área envolvente da Rua da Constituição, na cidade do Porto, através da aplicação de métodos sísmicos, nomeadamente o método H/V ou HVSR.

Realizaram-se vários ensaios sísmicos na Rua da Constituição e ruas paralelas com a finalidade de estudar a sub-superfície da zona através da elaboração de modelos geofísicos e, a partir destes, perceber em que gama de frequências o solo amplifica movimentos sísmicos. Tentou-se, ainda, fazer uma correlação entre as frequências fundamentais dos solos estudados e a geologia do local.

Palavras Chave

Geofísica, sismologia, método HVSR, frequência fundamental, amplificação sísmica.

Abstract

Geophysics presents itself as an essential scientific area in the study of the subsoil because it allows the investigation of, for example, the state and the nature of the lithologies in depth, the possible presence of geological structures and the values of seismic amplification. These characteristics are essential to complement studies in other areas of Geology, as it is with the case of engineering geology, environmental geology, the prevention of geological hazards, the exploration of mineral resources, among others.

This dissertation's main goal was the geophysical study of the surrounding area of Rua da Constituição, in Porto, through the application of seismic methods, such as the HVSR or H/V method.

I intended to make several seismic tests in Rua da Constituição and parallel streets with the objective of studying the subsurface of the area through the elaboration of geophysical models and, through these, assess in which frequency interval the soil amplifies seismic movements; I also tried to establish a correlation between the fundamental frequencies of the studied soils and the local geology.

Key Words

Geophysics, seismology, HVSR method, fundamental frequency, seismic amplification.

Índice

Capítulo I - Introdução	1
1.1. Natureza e objetivo do trabalho	3
1.2. Enquadramento geográfico	3
1.3. Estrutura da dissertação	4
Capítulo II – Enquadramento Geológico	7
2.1. Generalidades	9
2.2. Geologia e tectónica	10
2.2.1. Geologia	10
2.2.1.1. Rochas sedimentares	10
2.2.1.2. Rochas metamórficas	11
2.2.1.3. Rochas ígneas	13
2.2.2. Tectónica	14
2.3. Enquadramento geotécnico	15
2.3.1. G4-G	20
2.3.2. G8	21
2.3.2. G9	23
Capítulo III – Metodologia	25
3.1. Geofísica e Sismologia	27
3.2. As ondas sísmicas	28
3.2.1. Tensão e deformação	28
3.2.2. Ondas de profundidade e ondas de superfície	31
3.2.3. Reflexão, refração e dispersão de ondas sísmicas	35
3.2.4. Amplificação e atenuação sísmica	39
3.3. Os métodos geofísicos e sísmicos	45
3.4. Os métodos sísmicos	48
3.4.1. O método H/V	49
3.4.2. O método HoliSurface®	52
3.4.3. Equipamento utilizado	54
Capítulo IV – Ensaios Sísmicos	55
4.1. Ensaio #1	57
4.2. Ensaio #2	59
4.3. Ensaio #3	61
4.4. Ensaio #4	63

4.5. Ensaio #5	65
4.6. Ensaio #6	67
4.7. Ensaio #7	69
4.8. Ensaio #8	71
4.9. Ensaio #9	73
4.10. Ensaio #10	75
4.11. Ensaio #11	77
Capítulo V – Considerações Finais	80
5.1. Discussão dos resultados.....	82
5.2. Conclusões	86
Referências Bibliográficas	87

Índice de Figuras

Figura 1 – Extrato da folha 122 da Carta Militar de Portugal na escala 1:25 000 (IGeoE, 2013). A amarelo está marcada a rua da Constituição.....	4
Figura 2 - Excerto da folha 9-C da Carta Geológica de Portugal na escala 1:50 000 (1957)	9
Figura 3 – As zonas geotectónicas variscas portuguesas (Ribeiro, 2013).....	15
Figura 4 - Carta Geotécnica do Porto (CMP, 2003)	16
Figura 5 - Extrato da legenda da Carta Geotécnica do Porto (CMP, 2003)	20
Figura 6 - Módulo de Young ou módulo de elasticidade (adaptado de Reynolds, 1997)	29
Figura 7 - Módulo volumétrico (adaptado de Reynolds, 1997)	30
Figura 8 - Módulo de cisalhamento (adaptado de Reynolds, 1997).....	30
Figura 9 - Representação gráfica de uma frente de onda e de raios sísmicos (Dentith e Mudge, 2014)	31
Figura 10 - Movimento de compressão das ondas P (Reynolds, 1997)	32
Figura 11 - O movimento das partículas quando sujeitas a uma onda S (Reynolds, 1997)	33
Figura 12 - Deformação associada às ondas de Rayleigh (Dentith e Mudge, 2014) ...	34
Figura 13 - Deformação associada às ondas de Love (Reynolds, 1997).....	35
Figura 14 - A propagação de uma frente de onda de acordo com o Princípio de Huygens (Reynolds, 1997)	36
Figura 15 - Partição da energia contida num raio incidente perpendicularmente, com amplitude A_0 . Este raio separa-se em duas componentes, refletida e transmitida, com amplitude A_1 e A_2 , respetivamente. Z_1 e Z_2 correspondem às impedâncias acústicas das duas camadas (Reynolds, 1997).....	37
Figura 16 - Representação da primeira zona de Fresnel (Reynolds, 1997).....	38
Figura 17 - Períodos predominantes de um sismo em função da distância focal para diferentes magnitudes (Idriss, 1991)	41
Figura 18 - Efeito das condições locais na aceleração máxima à superfície (LNEC, 2005)	42
Figura 19 - Efeitos das condições locais nos espectros de resposta à superfície (Hisada et al., 1965 em LNEC, 2005)	43
Figura 20 - Exemplo das componentes vertical e horizontal de uma onda de Rayleigh (Nakamura, 2008)	50

Figura 21 - Esquema da aquisição de dados através do método HoliSurface® com um geofone de três componentes (Dal Moro, 2012)	53
Figura 22 - Equipamento usado para a aquisição de sinais, SR04S3 GeoBox (imagem retirada de: http://geofisicaexploraciones.com/wp-content/uploads/2015/07/foto-7.jpg)	54
Figura 23 - Localização dos ensaios (imagem retirada do Google Earth)	57
Figura 24 - Localização do ensaio #1, realizado a 3 de dezembro de 2015 (imagem retirada do Google Earth)	58
Figura 25 - Ensaio #1 na Carta Geotécnica do Porto (CMP, 2003)	58
Figura 26 – Gráfico H/V para o ensaio #1	59
Figura 27 - Localização do ensaio #2, realizado a 21 de maio de 2016 (imagem retirada do Google Earth)	60
Figura 28 - Ensaio #2 na Carta Geotécnica do Porto (CMP, 2003)	60
Figura 29 – Gráfico H/V para o ensaio #2	61
Figura 30 - Localização do ensaio #3, realizado a 21 de maio de 2016 (imagem retirada do Google Earth)	62
Figura 31 - Ensaio #3 na Carta Geotécnica do Porto (CMP, 2003)	62
Figura 32 – Gráfico H/V para o ensaio #3	63
Figura 33 - Localização do ensaio #4, realizado a 21 de maio de 2016 (imagem retirada do Google Earth)	64
Figura 34 - Ensaio #4 na Carta Geotécnica do Porto (CMP, 2003)	64
Figura 35 – Gráfico H/V para o ensaio #4	65
Figura 36 - Localização do ensaio #5, realizado a 5 de julho de 2016 (imagem retirada do Google Earth)	66
Figura 37 - Ensaio #5 na Carta Geotécnica do Porto (CMP, 2003)	66
Figura 38 – Gráfico H/V para o ensaio #5	67
Figura 39 - Localização do ensaio #6, realizado a 5 de julho de 2016 (imagem retirada do Google Earth)	68
Figura 40 - Ensaio #6 na Carta Geotécnica do Porto (CMP, 2003)	68
Figura 41 – Gráfico H/V do ensaio #6	69
Figura 42 - Localização do ensaio #7, realizado a 5 de julho de 2016 (imagem retirada do Google Earth)	70
Figura 43 - Ensaio #7 na Carta Geotécnica do Porto (CMP, 2003)	70
Figura 44 – Gráfico H/V para o ensaio #7	71
Figura 45 - Localização do ensaio #8, realizado a 5 de julho de 2016 (imagem retirada do Google Earth)	72

Figura 46 - Ensaio #8 na Carta Geotécnica do Porto (CMP, 2003)	72
Figura 47 – Gráfico H/V para o ensaio #8	73
Figura 48 - Localização do ensaio #9, realizado a de 14 julho de 2016 (imagem retirada do Google Earth)	74
Figura 49 - Ensaio #9 na Carta Geotécnica do Porto (CMP, 2003)	74
Figura 50 – Gráfico H/V para o ensaio #9	75
Figura 51 - Localização do ensaio #10, realizado a 14 de julho de 2016 (imagem retirada do Google Earth)	76
Figura 52 - Ensaio #10 na Carta Geotécnica do Porto (CMP, 2003)	76
Figura 53 – Gráfico H/V do ensaio #10	77
Figura 54 – Localização do ensaio #11, realizado a 14 de julho de 2016 (imagem retirada do Google Earth)	78
Figura 55 - Ensaio #11 na Carta Geotécnica do Porto (CMP, 2003)	78
Figura 56 - Gráfico H/V do ensaio #11	79
Figura 57 – Gráfico que correlaciona as frequências fundamentais obtidas nos vários ensaios com a competência mecânica das formações geotécnicas encontradas na área (1 – unidade G4-G; 2 – unidade G4-G e G8; 3 – unidade G8)	85

Índice de Tabelas

Tabela 1 - Resistência à compressão uniaxial (CMP, 2003)	17
Tabela 2 - Classificação de solos (CMP, 2003).....	17
Tabela 3 - Estado de alteração de um maciço (CMP, 2003)	18
Tabela 4 - Espaçamento de descontinuidades (CMP, 2003).....	18
Tabela 5 - Qualidade de um maciço rochoso em função do seu RQD (CMP, 2003) ...	19
Tabela 6 - Unidades geotécnicas da cidade do Porto (CMP, 2003)	19
Tabela 7 - Objetivos da Sismologia (Lay e Wallace, 1995)	28
Tabela 8 - Classificação dos métodos geofísicos (Dentith e Mudge, 2014).....	46
Tabela 9 - Densidades aproximadas para alguns tipos de rocha (adaptado de US Army Corps of Engineers, 1994, Jones, 2007)	83
Tabela 10 - Dados obtidos ao longo deste trabalho	84
Tabela 11 – Resumo das características geotécnicas das unidades ensaiadas e as frequências obtidas.....	85

Índice de Abreviaturas

CMFD: Complexo Metamórfico da Foz do Douro

COBA: Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches

CPT: Cone Penetration Test

CXG: Complexo Xisto-Grauváquico

HVSR: Horizontal-to-Vertical Spectral Ratio

ZCI: Zona Centro-Ibérica

ZGTM: Zona Galiza-Trás-os-Montes

ZOM: Zona da Ossa-Morena

ZSP: Zona Sul Portuguesa

Capítulo I - Introdução

1.1. Natureza e objetivo do trabalho

A dissertação aqui apresentada foi realizada no âmbito do Mestrado em Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade do Porto, tendo sido orientada pelo Professor Rui Moura.

Esta dissertação foi desenvolvida na área da Geofísica, uma área da Geologia que é abrangente e que pode ser aplicada às mais variadas áreas da ciência, engenharia e, até mesmo à arqueologia.

O objetivo principal deste trabalho era perceber, através da aplicação de métodos geofísicos (especialmente sísmicos), em que gama de frequências o subsolo da área de estudo selecionada amplifica movimentos sísmicos. De modo geral, pretendeu-se:

- Realizar ensaios sísmicos (usando o método H/V) na zona da Rua da Constituição e arredores (nomeadamente nas ruas de Damião de Góis, de Faria Guimarães, de Cervantes, de Alves Redol e na Praça do Marquês de Pombal) para a obtenção de dados;
- Criar gráficos H/V a partir dos dados obtidos, com recurso a software *Geopsy*;
- Determinar a frequência fundamental dos solos;
- Determinar a gama de frequências em que solos amplificam os movimentos sísmicos, a partir dos resultados obtidos;
- Correlacionar as frequências fundamentais dos solos analisados com as características geotécnicas do local.

1.2. Enquadramento geográfico

A área estudada localiza-se na zona Norte de Portugal, na antiga Província do Douro Litoral, no distrito e concelho do Porto. A rua da Constituição tem, aproximadamente, 2500m de comprimento, o que significa que atravessa mais do que uma freguesia, nomeadamente: Bonfim, Paranhos, Santo Ildefonso e Cedofeita.

A área encontra-se representada na folha 122 da Carta Militar de Portugal à escala 1:25 000, editada em 2013 pelo Instituto Geográfico do Exército (fig. 1).

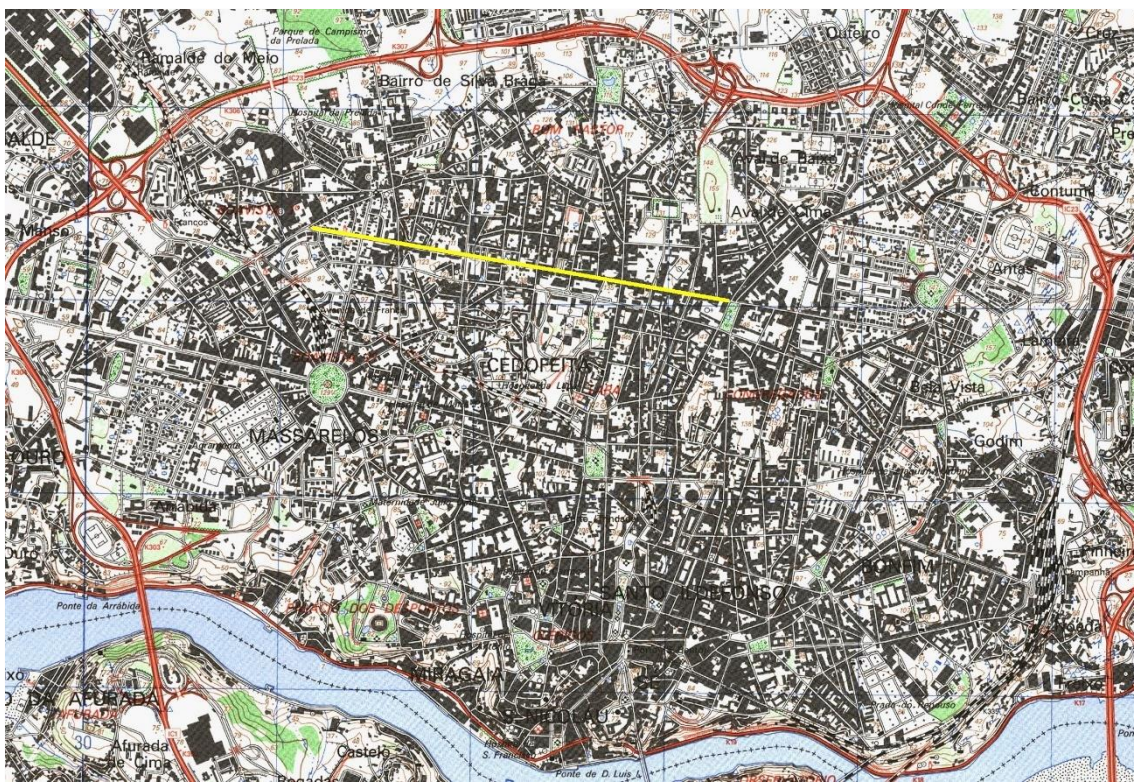


Figura 1 – Extrato da folha 122 da Carta Militar de Portugal na escala 1:25 000 (IGeoE, 2013). A amarelo está marcada a rua da Constituição.

1.3. Estrutura da dissertação

No capítulo II desta dissertação é feito o enquadramento geológico da zona estudada. São descritas as principais formações e respetivas litologias e faz-se, ainda, uma pequena exposição da tectónica que afetou a zona Norte do País. É feito, ainda, um enquadramento geotécnico da área, com especial atenção para as unidades G4-G, G8 e G9.

O capítulo III começa por apresentar definições para os conceitos de Geofísica e de Sismologia, sobre os quais assenta este trabalho. Em seguida é feita uma descrição geral da geração, comportamento e alteração das ondas sísmicas para melhor compreensão da teoria subjacente a esta dissertação. Finalmente, procede-se à descrição dos métodos de prospeção geofísicos, focando, principalmente, nos

métodos sísmicos. Uma descrição mais detalhada é feita para os métodos H/V e HoliSurface®, que foram utilizados neste trabalho.

No capítulo IV são apresentados os ensaios sísmicos que foram realizados, bem como as suas localizações, os gráficos H/V e resultados obtidos.

No capítulo V faz-se uma interpretação dos resultados e são apresentadas as conclusões retiradas a partir dos mesmos, bem como as considerações finais.

Capítulo II – Enquadramento Geológico

2.1. Generalidades

A área de estudo selecionada encontra-se na cidade do Porto, que se localiza na zona Norte de Portugal. O concelho do Porto está limitado a Ocidente pelo oceano Atlântico, a Sul pelo rio Douro e a Oriente e a Norte pelos concelhos de Gondomar, Maia e Matosinhos (Câmara Municipal do Porto, 2003).

Na Carta Geológica de Portugal na escala de 1:50 000 (mais especificamente na folha 9-C Porto) (fig. 2) é possível observar que a cidade está enquadrada numa região aplanada, de pouco relevo, que desce até ao mar (Costa e Teixeira, 1957). As cotas são pouco elevadas e o ponto mais alto da cidade é a Bela Vista, que se eleva até aos 161 m (CMP, 2003).

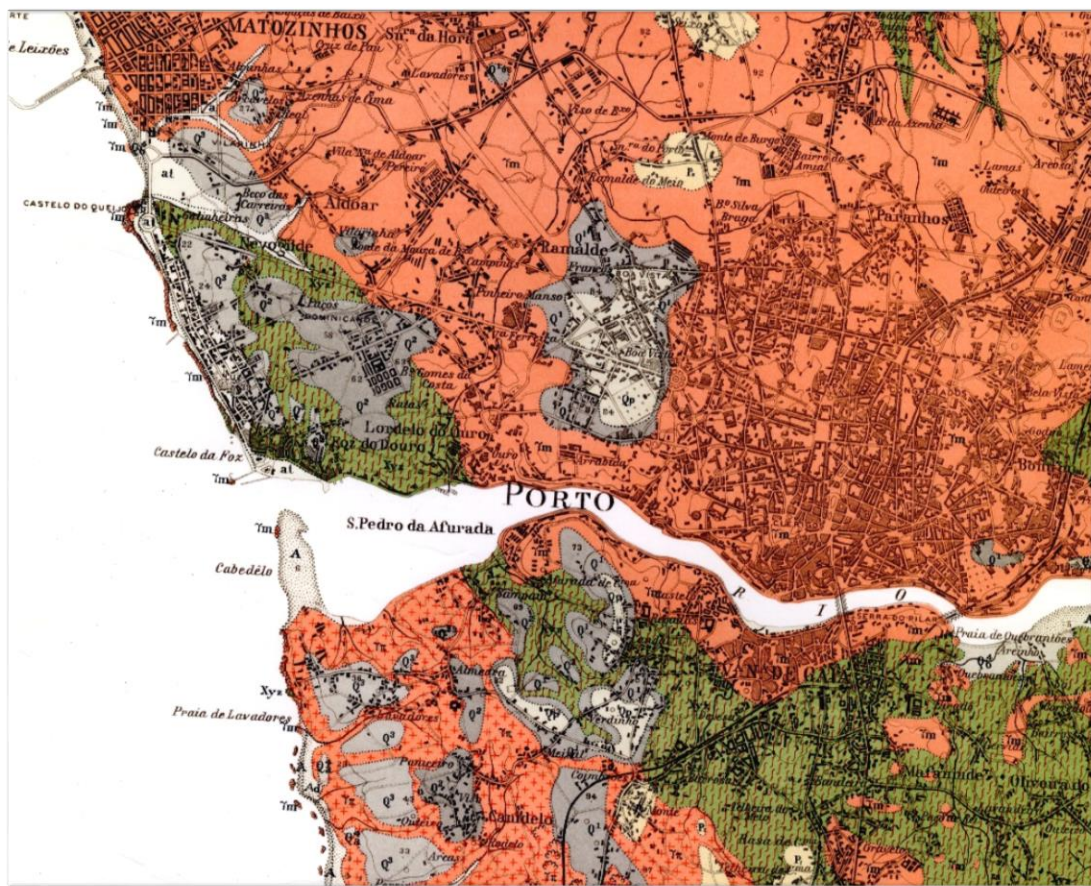


Figura 2 - Excerto da folha 9-C da Carta Geológica de Portugal na escala 1:50 000 (1957)

Esta região está cortada por dois vales principais: o vale do rio Douro e seus afluentes (os rios Tinto e Torto) e o vale do rio Leça. O vale do rio Douro é um vale

encaixado e profundo, com vertentes íngremes e altas (CMP, 2003). Em contraste, temos o vale do rio Leça, que é menos imponente mas muito mais sinuoso (Costa e Teixeira, 1957).

2.2. Geologia e tectónica

2.2.1. Geologia

A cidade do Porto localiza-se, essencialmente, na Zona Centro-Ibérica (ZCI). No entanto, a sutura que marca o limite entre a ZCI e a Zona da Ossa-Morena (ZOM) – faixa de cisalhamento Porto-Tomar – poderá passar pela zona da Foz do Douro. Isto significa que podemos considerar que a cidade do Porto se situa no limite entre as duas zonas (CMP, 2003).

Considera-se que existem três tipos de formações (CMP, 2003):

1. Formações sedimentares de cobertura;
2. Formações metamórficas;
3. Formações ígneas.

As formações mais expressivas são as formações ígneas, maioritariamente as compostas por rochas graníticas de idade varisca.

2.2.1.1. Rochas sedimentares

As formações sedimentares são conjuntos de rochas detríticas que constituem os diferentes tipos de depósitos pós-pliocénicos, essencialmente compostas por material resultante da erosão de outras rochas (CMP, 2003).

Os depósitos sedimentares do Quaternário foram cuidadosamente inventariados, descritos e cartografados aquando da elaboração da folha 9-C da Carta Geológica de Portugal na escala de 1:50 000, em 1957. Na Carta Geotécnica do Porto, de 2003, estes depósitos sedimentares estão divididos em quatro unidades: duas no Atual e Holocénico, uma no Quaternário antigo e outra na transição Quaternário antigo/Pliocénico recente.

Os depósitos do Atual e Holocénico são os depósitos mais modernos e foram agrupados em dois conjuntos: os aterros recentes (*at*) e os aluviões (*a*) (CMP, 2003). Os aterros recentes são compostos por materiais litológicos naturais provenientes de escavações ou por materiais artificiais. Estes podem ser encontrados, essencialmente, na zona do Parque da Cidade e entre a estrada da Circunvalação e a Foz do Douro (Costa e Teixeira, 1957). Os aluviões são compostos por depósitos fluviais que ocupam os vales de pequenos rios e ribeiros; estes depósitos são essencialmente constituídos por sedimentos argilosos e areias (CMP, 2003). Esta unidade inclui, também, areias e cascalheiras de praia e, ainda, areias de dunas (Costa e Teixeira, 1957). Pode ser encontrada na zona oriental da cidade, nomeadamente, nos vales dos rios Tinto e Torto.

Os depósitos do Quaternário antigo (*Q*) correspondem a um depósito marinho na faixa litoral existente na Foz do Douro e Nevogilde (CMP, 2003). É uma formação areno-pelítica de cor amarelada, por vezes espessa (Costa e Teixeira, 1957), originando um depósito arenoso com calhaus rolados geralmente dispersos na superfície.

Os depósitos que pertencem à transição do Quaternário antigo/Pliocénico recente (*PQ*) são compostos por areias grosseiras e cascalhos, sendo assim considerados depósitos fluviais. Nesta unidade estão também incluídos os terraços fluviais que se encontram ao longo do rio Douro (Costa e Teixeira, 1957), que podem ser observados, essencialmente, na zona do Prado do Repouso e da Quinta de Nova Sintra, e, ainda, os depósitos de praia da Avenida Marechal Gomes da Costa, rotunda da Boavista e Prelada (CMP, 2003).

2.2.1.2. Rochas metamórficas

As rochas metamórficas estão presentes tanto na zona ocidental da cidade como na zona oriental apresentando, no entanto, algumas diferenças.

Na zona ocidental da cidade do Porto, mais concretamente na orla litoral estreita existente entre a Foz do Douro e o Forte de São Francisco Xavier (mais conhecido como Castelo do Queijo), podem observar-se diversos afloramentos metamórficos. Estes afloramentos são compostos por rochas metassedimentares variadas, afetadas por metamorfismo de alto grau. Estão espacialmente associadas a rochas

ortognáissicas de diferentes tipos e anfibolitos, e estão cortadas por granitos de idade varisca (CMP, 2003).

Na zona oriental da cidade, os ortognaisses e os anfibolitos estão ausentes. Em vez destas litologias, temos micaxistos e metagrauvaques a representar as formações metamórficas da área. Os micaxistos e os metagrauvaques formam uma sequência monótona e menos metamorfizada, mas também cortada por granitos variscos (CMP, 2003).

Temos, então, dois conjuntos diferentes de rochas metamórficas representados na cidade do Porto: o Complexo Metamórfico da Foz do Douro (CMFD) e o Complexo Xisto-Grauváquico (CXG).

Complexo Metamórfico da Foz do Douro

O CMFD é constituído, essencialmente, por diversos tipos de ortognaisses, anfibolitos e metassedimentos (CMP, 2003). Na Carta Geológica de Portugal na escala de 1:50.000, folha 9-C Porto, (Costa e Teixeira, 1957), estas formações foram incluídas na mancha do denominado *Granito do Porto*, ou seja, com uma idade ante-Vestefaliana e posteriores ao CXG.

Na zona de contacto dos metassedimentos do CMFD com o *Granito do Porto* podem observar-se litologias que se assemelham a gnaisses e migmatitos. Isto ocorre, principalmente, na zona de Lordelo do Ouro e podem ser interpretadas como sendo um resultado do contacto entre os metassedimentos e o granito (CMP, 1994).

Borges *et al.*, em 1985, considera que a faixa metamórfica da Foz do Douro é composta por metassedimentos, anfibolitos e quatro tipos de ortognaisses (CMP, 2003). Os anfibolitos não têm representatividade cartográfica, apesar de ocorrerem na orla litoral da Foz do Douro, nomeadamente na Praia da Luz (CMP, 1994).

Complexo Xisto-Grauváquico

O CXG corresponde a uma área considerável, profundamente metamorfizada pela ação da granitização que originou os granitos alcalinos (Costa e Teixeira, 1957). Está presente, principalmente, na zona oriental da cidade e representa vestígios do que foi o encaixante metamórfico dos granitos variscos. Apresenta-se frequentemente cortado por material de composição granítica (CMP, 2003).

As formações do CXG são essencialmente constituídas por micaxistos e metagrauvaques finos intensamente deformados. Anteriormente, estas formações eram consideradas ante-Ordovícicas de idade indeterminada (Costa e Teixeira, 1957) mas, atualmente assume-se que estão relacionadas com o Grupo do Douro, o que significa que a sua idade será Câmbrica (Pereira e Ribeiro, 1992 em CMP, 2003).

2.2.1.3. Rochas ígneas

As rochas ígneas que podemos encontrar na zona do Porto são essencialmente granitos variados, que são descritos em seguida.

Rochas graníticas variscas

Podem ser distinguidos dois tipos de rochas graníticas variscas (Ferreira *et al.*, 1988 em CMP, 2003):

- Granitos biotíticos com plagioclase cálcica que, por sua vez, estão divididos em duas séries: uma mais tardia (granitos tardi a pós-tectónicos relativamente a D3) e uma mais precoce (granitos deformados ante a sintectónicos relativamente a D3);
- Granitos de duas micas, sintectónicos relativamente a D3.

Granitos biotíticos com plagioclase cálcica

Os granitos biotíticos com plagioclase cálcica estão, como já foi referido, divididos em duas séries: uma mais precoce e uma mais tardia.

A série mais tardia é a dos granitos tardi a pós-tectónicos, com uma idade de, aproximadamente, 280 Ma. São granitos porfiroides de grão médio a grosseiro que afloram essencialmente na zona do Castelo do Queijo e na zona da Cantareira e Praia da Luz, tendo características idênticas às de granitos que ocorrem a Sul do Douro, em Lavadores e na Madalena (CMP, 2003).

A série mais precoce é composta por granitos ante a sintectónicos, com uma idade de, aproximadamente, 315 a 320 Ma. Estes têm grão médio a fino e afloram em

pequenas manchas na zona oriental da cidade (perto de Azevedo-Campanhã), onde se intruem nos metassedimentos do CXG. Ao contrário dos granitos da série mais tardia, estes não apresentam uma textura porfiroide e têm uma estrutura orientada (CMP, 2003).

Granitos de duas micas

Os granitos sobre os quais assenta a cidade do Porto são predominantemente de duas micas, sintectónicos e com idades entre os 310 e os 315 Ma. Este maciço granítico define um alinhamento NW-SE, que se deve à estruturação varisca, e está envolvido em terrenos metamórficos a nordeste (pertencentes ao CXG) e a sudoeste (pertencentes ao CMFD) (CMP, 2003).

Nestes granitos de duas micas é observável o predomínio da moscovite e uma estrutura orientada. A sua textura pode ser porfiroide, não porfiroide ou apenas de tendência porfiroide. A granulometria também se apresenta como um parâmetro variável: pode ir de média a grosseira ou de fina a média. Uma vez que estas variações são graduais, torna-se quase impossível estabelecer limites (CMP, 2003).

Dentro dos granitos de duas micas encontramos uma fácies de grão médio à qual chamamos *Granito do Porto*. É uma fácies muito abundante, encontrada praticamente na cidade inteira (Costa e Teixeira, 1957). Podemos encontrar afloramentos visíveis em quase toda a cidade mas os mais importantes encontram-se na Pedreira da Trindade, na Rua da Restauração e na Marginal (CMP, 2003).

2.2.2. Tectónica

A cintura Varisca é caracterizada por várias zonas geotectónicas com características paleogeográficas, tectónicas, metamórficas e magmáticas específicas e particulares. Em Portugal Continental, temos quatro zonas geotectónicas variscas (fig. 3) representadas: Zona Centro-Ibérica (ZCI), Zona Galiza-Trás-os-Montes (ZGTM), Zona da Ossa-Morena (ZOM) e Zona Sul-Portuguesa (ZSP), que se dispõem paralelamente às linhas estruturais da cadeia Varisca (Julivert *et al.*, 1974 em CMP, 2003).

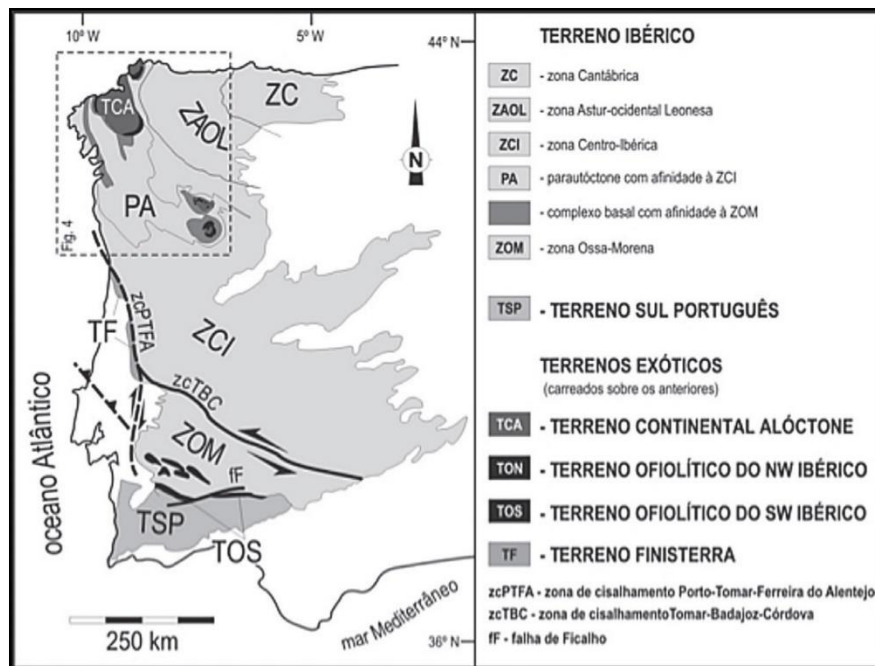


Figura 3 – As zonas geotectónicas variscas portuguesas (Ribeiro, 2013)

A cidade do Porto situa-se, essencialmente, na ZCI; contudo, a faixa de cisalhamento Porto-Tomar, que marca o limite entre a ZCI e a ZOM, poderá passar pela zona da Foz do Douro. Isto significa que, geologicamente, podemos considerar que a cidade se encontra no limite entre estas duas zonas geotectónicas (CMP, 2003).

Na região noroeste da Península Ibérica é habitual considerar-se a existência de três fases de deformação não frágil – D1, D2 e D3. Estas foram responsáveis pela estruturação da cadeia e, consequentemente, pelas foliações presentes nas rochas deformadas (Ribeiro, 1974; Noronha *et al.*, 1979 em CMP, 2003). Na área da cidade, devido ao seu posicionamento geotectónico, só são cartografáveis as estruturas relacionadas com D1 e D3 (CMP, 2003).

2.3. Enquadramento geotécnico

A caracterização geotécnica das formações geológicas da cidade do Porto apresentada na Carta Geotécnica do Porto (2003) (fig. 4) baseou-se em dados obtidos em sondagens, ensaios *in situ* e de laboratório.

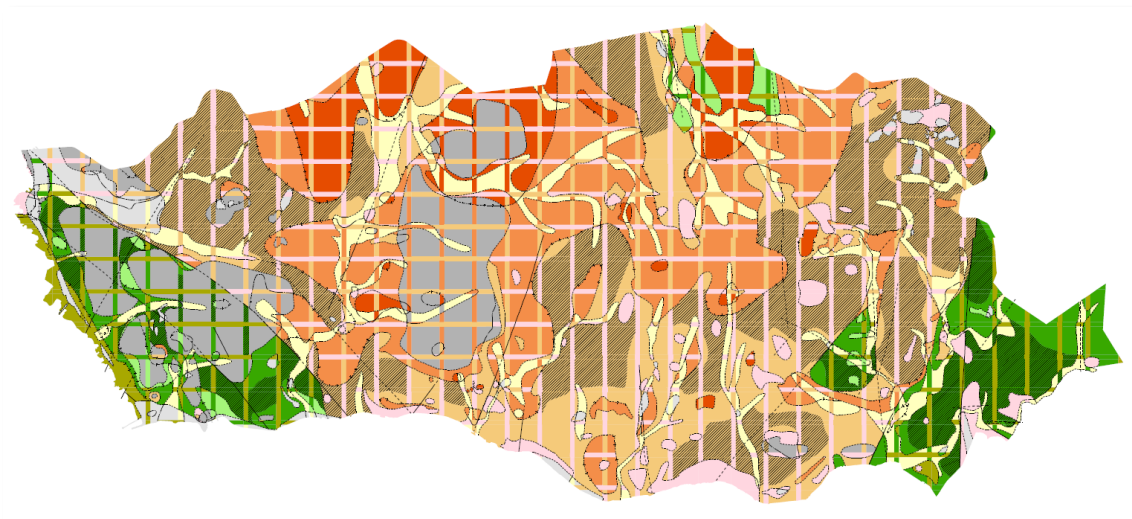


Figura 4 - Carta Geotécnica do Porto (CMP, 2003)

Utilizaram-se vários critérios na identificação das diferentes unidades geotécnicas da cidade. Estes basearam-se nas especificações da Associação Internacional de Geologia de Engenharia e do Ambiente (1981), que considera os seguintes aspetos (CMP, 2003):

- Identificação das litologias com base nas propriedades petrográficas;
- Descrição das propriedades das rochas e solos com base na sua cor, textura, granulometria, grau de alteração, compacidade, consistência e resistência;
- Descrição das propriedades dos maciços necessários à compreensão do seu comportamento com base na sua estrutura, discontinuidades e perfil de alteração.

As unidades litológicas e as suas características petrográficas já foram descritas no sub-capítulo da Geologia deste enquadramento geológico.

A resistência das rochas à compressão uniaxial foi classificada de acordo com a proposta da Sociedade Internacional de Mecânica das Rochas (1977) (CMP, 2003):

Tabela 1 - Resistência à compressão uniaxial (CMP, 2003)

Intervalos (MPa)	Símbolos	Designações
0.25 – 1	R0	Extremamente fraco
1 – 5	R1	Muito fraco
5 – 25	R2	Fraco
25 – 50	R3	Medianamente forte
50 – 100	R4	Forte
100 – 250	R5	Muito forte
>250	R6	Extremamente forte

A resistência dos maciços terrosos foi avaliada através da compacidade (no caso dos solos incoerentes) e da consistência (no caso de solos coesivos) (CMP, 2003):

Tabela 2 - Classificação de solos (CMP, 2003)

Compacidade	Classificação de Solos Incoerentes				
	Muito soltos	Soltos	Medianamente compactos	Compactos	Muito compactos
N_{SPT}	0 – 4	4 – 10	10 – 30	30 – 50	>50

Consistência	Classificação de Solos Coesivos					
	Muito moles	Moles	Consistência média	Duros	Muito duros	Rijos
N_{SPT}	0 – 2	2 – 4	4 – 8	8 – 15	15 – 30	>30

O estado de alteração do maciço rochoso foi classificado de acordo com a proposta da Sociedade Internacional de Mecânica das Rochas (1977) (CMP, 2003):

Tabela 3 - Estado de alteração de um maciço (CMP, 2003)

Termo	Descrição	Símbolo
São	Não ocorrem sinais visíveis de meteorização	W1
Pouco alterado	A descoloração do maciço indica meteorização ao longo das descontinuidades e também das rocha.	W2
Medianamente alterado	Menos de metade da rocha encontra-se decomposta e/ou desintegrada para um solo. Rocha sã ou descolorada está presente no maciço.	W3
Muito alterado	Mais de metade da rocha encontra-se decomposta e/ou desintegrada para um solo. Rocha sã ou descolorada está presente no maciço.	W4
Decomposto	Todo o material rocha está decomposto ou desintegrado para um solo. A estrutura da rocha original encontra-se bem preservada.	W5
Solo residual	Todo o material rocha foi convertido para um solo. A estrutura e <i>fabric</i> do maciço foram destruídos. Ocorreu grande variação de volume, e o solo não sofreu transporte significativo.	W6

A descrição dos maciços no que diz respeito às descontinuidades também se baseou na classificação adotada pela Sociedade Internacional de Mecânica das Rochas (1977) sobre o espaçamento de fraturas (CMP, 2003):

Tabela 4 - Espaçamento de descontinuidades (CMP, 2003)

Intervalos (cm)	Símbolos		Designações	
>200	F1	F1-2	Muito afastadas	Afastadas
60 a 200	F2		Afastadas	
20 a 60	F3	F3	Medianamente afastadas	Medianamente afastadas
6 a 20	F4	F4-5	Próximas	Próximas
<6	F5		Muito próximas	

Com base no parâmetro RQD (Rock Quality Designation), considerou-se a classificação de Deere (1964) e Deere *et al.* (1988) e avaliou-se, conjuntamente, o estado de alteração e de fraturação do maciço (CMP, 2003):

CATARINA FERREIRA CALDEIRA
TESTES SÍSMICOS DE TRÊS COMPONENTES PARA CARACTERIZAÇÃO DE SÍTIO

Tabela 5 - Qualidade de um maciço rochoso em função do seu RQD (CMP, 2003)

RQD	Qualidade do maciço
0 – 25%	Muito fraca
25 – 50%	Fraca
50 – 75%	Razoável
75 – 90%	Boa
90 – 100%	Excelente

Com base nos critérios referidos, foram consideradas 10 unidades geotécnicas (fig. 5), que se encontram resumidas na tabela seguinte (CMP, 2003):

Tabela 6 - Unidades geotécnicas da cidade do Porto (CMP, 2003)

	Unidades geotécnicas	Descrição	Subunidades geotécnicas	Descrição
Depósitos recentes	G1	Aterros	-	-
	G2	Solos aluvionares e coluvionares	-	-
	G3	Depósitos de praias e de terraços	-	-
Formações metamórficas	G4-X	Solos residuais medianamente compactos	-	-
	G5	Solos residuais compactos a maciço rochoso de muito fraca qualidade	G5-A	Solos residuais compactos a muito compactos
			G5-B	Solos residuais muito compactos a maciço rochoso de muito fraca qualidade
	G6	Maciço rochoso de fraca a excelente qualidade	-	-
Formações graníticas	G4-C	Solos residuais medianamente compactos e intensamente caulinizados	-	-
	G4-G	Solos residuais medianamente compactos	-	-
	G8	Solos residuais compactos a maciço rochoso de muito fraca qualidade	G8-A	Solos residuais compactos a muito compactos
			G8-B	Solos residuais muito compactos a maciço rochoso de muito fraca qualidade
	G9	Maciço rochoso de fraca a excelente qualidade	G9-A	Maciço rochoso de fraca a razoável qualidade
			G9-B	Maciço rochoso de boa a excelente qualidade

UNIDADES E NIVEIS GEOTÉCNICOS

DESCRIÇÃO UNIDADES GEOTÉCNICAS













	Aterros, lixeiras e/ou entulheiras (G1)
	Depósitos de praias e de terraços fluviais (G3)
	Mação granítico rochoso de fraca a excelente qualidade (G9)
	Mação metamórfico rochoso de fraca a excelente qualidade (G8)
	Solos aluvionares e coluvionares (G2)
	Solos residuais graníticos compactos a maciço rochoso de muito fraca qualidade (G8)
	Solos residuais graníticos medianamente compactos (G4-G)
	Solos residuais graníticos medianamente compactos a maciço rochoso de muito fraca qualidade indiferenciados (G4-G e G8)
	Solos residuais graníticos medianamente compactos intensamente caulinizados (G4-C)
	Solos residuais metamórficos compactos a maciço rochoso de muito fraca qualidade (G5)
	Solos residuais metamórficos medianamente compactos (G4-X)
	Solos residuais metamórficos medianamente compactos a maciço rochoso de muito fraca qualidade indiferenciados (G4-X e G5)

Figura 5 - Extrato da legenda da Carta Geotécnica do Porto (CMP, 2003)

Foram ainda realizados vários perfis sísmicos de refração, os quais incluem medições de velocidades de propagação das ondas sísmicas longitudinais (V_L) (CMP, 2003).

A zona estudada atravessa três unidades geotécnicas diferentes: G4-G, G8 e G9. São estas unidades geotécnicas que vão ser caracterizadas com mais pormenor.

2.3.1. G4-G – Solos residuais medianamente compactos

O facto de a cidade do Porto estar assente essencialmente sobre granitos implica que os solos mais comuns na cidade sejam aqueles que resultaram dos processos de alteração destes maciços graníticos. Estes processos de alteração ocorrem em duas fases (CMP, 2003):

1. Desagregação do granito, com alteração parcial das plagioclases;
2. Argilização, com caulinação dos feldspatos, associado a fenómenos de oxidação das micas.

Os solos resultantes destes processos de alteração são, do ponto de vista geotécnico, bastante diferentes. Foram, então, consideradas duas unidades geotécnicas diferentes que acomodassem ambos os solos: G4-G e G4-C. Aqui apenas interessa descrever a unidade G4-G, representada na Carta Geotécnica a cor de laranja.

Os solos residuais graníticos são essencialmente constituídos por areias, tendo também alguma percentagem de siltes e argilas. De um modo geral, estes solos são não plásticos ou de baixa a média plasticidade, não havendo amostras de alta ou muito alta plasticidade.

A resistência à compressão uniaxial apresenta um intervalo de valores mais frequentes entre os 40 e os 60 kPa, ou seja, entre os 0.04 e os 0.06 MPa. Isto significa que a classificação apresentada na tabela 1 não se aplica a esta unidade geotécnica.

G4-G é um maciço terroso, portanto podemos aplicar a Classificação dos Solos Incoerentes (tabela 2). A maioria dos resultados situa-se no intervalo 10 – 30, o que significa que são solos medianamente compactos. Podem ocorrer, ainda, alguns solos soltos e compactos.

Os ensaios geofísicos mostraram que o intervalo de valores mais frequente para a velocidade de propagação das ondas longitudinais é de 450 a 900 m/s, sendo que o valor médio é de 695 m/s (CMP, 2003).

2.3.2. G8 – Solos residuais compactos a maciço rochoso de muito fraca qualidade

Tal como os solos residuais graníticos das unidades G4-G e G4-C, esta unidade geotécnica está muito presente na cidade do Porto, e ocorre intimamente ligada a G4-G e G4-C.

A unidade G8, representada na Carta Geotécnica do Porto a cor de laranja mais claro, também está dividida em duas subunidades: G8-A e G8-B. A subunidade G8-A tende a ocorrer mais superficialmente que a unidade G8-B, não definindo, no entanto, estratos contínuos. Em G8-A predominam os solos residuais compactos a muito compactos; em G8-B, os solos residuais variam entre muito compactos a maciço rochos de muito fraca qualidade (CMP, 2003).

G8-A – Solos residuais compactos a muito compactos

Os solos compactos têm uma granulometria extensa e, quando comparados com os solos medianamente compactos da unidade G4-G, apresentam percentagens mais

elevadas de areias e cascalhos e menores percentagens de siltes e argilas. Os ensaios CPT realizados nesta subunidade classificaram estes solos como cascalhos, areias e areias siltosas compactos e, na sua maioria, sobreconsolidados. Os solos da subunidade G8-A são maioritariamente não plásticos, podendo ocorrer alguns solos de baixa e média plasticidade.

Os valores da resistência à compressão uniaxial são variáveis entre 31 e 109 kPa (0.031 a 0.109 MPa), sendo que o valor médio é de 70 kPa (0.07 MPa). Isto significa que, mais uma vez, não podemos aplicar a classificação apresentada na tabela 1.

Uma vez que não é um maciço rochoso, podemos aplicar a Classificação dos Solos Incoerentes (tabela 2). 90% dos resultados apresentam valores acima dos 30, o que coloca estes solos na classe dos solos compactos e muito compactos. Em menor quantidade, aparecem solos medianamente compactos.

Os valores de velocidade de propagação das ondas sísmicas longitudinais fornecidos pelos ensaios geofísicos encontram-se entre os 1000 e os 1350 m/s (CMP, 2003).

G8-B – Solos residuais muito compactos a maciço rochoso de muito fraca qualidade

As análises granulométricas feitas aos solos da subunidade G8-B revelaram grandes percentagens de areias e cascalhos e menores percentagens de sedimentos finos sendo, portanto, semelhantes aos solos da subunidade G8-A. Tal como acontece com a granulometria, os solos de G8-B apresentam uma plasticidade semelhante aos solos de G8-A: na sua maioria não plásticos mas com algumas amostras a evidenciar plasticidade média.

Nesta subunidade podemos aplicar as classificações para o estado de alteração do maciço (tabela 3), para o espaçamento de descontinuidades (tabela 4) e para a qualidade do maciço (tabela 5). Os maciços apresentam-se muito alterados a decompostos (W4-5) e com descontinuidades que variam entre próximas e muito próximas (F4-5). O maciço apresenta uma qualidade muito fraca, uma vez que as amostras raramente ultrapassam os 25% de RQD.

Nesta subunidade, o intervalo de valores para a velocidade de propagação das ondas sísmicas longitudinais enquadra-se entre o valor máximo obtido para a subunidade G8-A (1350 m/s) e o valor mínimo obtido para a subunidade G9-A (1950 m/s) (CMP, 2003).

2.3.2. G9 – Maciço rochoso granítico de fraca a excelente qualidade

A ocorrência deste maciço granítico dá-se, essencialmente, em profundidade e está dividido em duas subunidades: G9-A e G9-B. Na subunidade G9-A predominam os granitos medianamente alterados e fraturados; já na subunidade G9-B, temos os granitos sãos e pouco fraturados (CMP, 2003).

G9-A – Maciço granítico rochoso de fraca a razoável qualidade

As variações nos graus de alteração dos maciços incluídos nesta subunidade fazem com que as suas características geotécnicas sejam mais variáveis, como se pode verificar na descrição seguinte.

Os valores de resistência à compressão uniaxial destes maciços (tabela 1) são variáveis. Para as amostras mais alteradas temos valores de 3 a 10 MPa, o que indica que o maciço tem uma fraca a muito fraca resistência (R1/R2). Nas amostras medianamente alteradas, obtiveram-se valores entre os 15 e os 50 MPa, indicando que o maciço tem uma resistência fraca a medianamente forte à compressão uniaxial (R2/R3). Já as amostras pouco alteradas apresentam valores de resistência entre os 35 e os 75 MPa, colocando-as na classe R3/R4, que indica resistência medianamente forte a forte.

O maciço apresenta-se medianamente alterado (W3); de acordo com a tabela 3, menos de metade da rocha está decomposta e/ou desintegrada, ocorrendo rocha sã ou descolorada.

As descontinuidades do maciço (tabela 4) são próximas a muito próximas (F5-6), ocorrendo intervalos de 6 a 20 cm e, por vezes, inferiores a 6 cm.

Os valores de RQD do maciço variam entre 50 e 75%, o que significa que, de acordo com a tabela 5, a qualidade deste é razoável.

Para esta subunidade, o intervalo de velocidades de propagação das ondas sísmicas longitudinais enquadra-se entre o valor máximo obtido para G8-B e o valor mínimo obtido para G9-B, isto é, entre 1950 e 2700 m/s (CMP, 2003).

G9-B – Maciço granítico rochoso de boa a excelente qualidade

Esta subunidade é a que apresenta as melhores características geotécnicas e inclui os maciços graníticos com graus de alteração que variam entre o medianamente alterado e o são.

Os valores de resistência à compressão uniaxial desta subunidade (tabela 1) variam entre os 70 e os 120 MPa, o que indica que a resistência varia entre forte e muito forte (R4/R5).

O maciço apresenta-se pouco a medianamente alterado (W2/W3), existindo zonas sãs (W1). Segundo a tabela 3, menos de metade da rocha encontra-se decomposta e/ou desintegrada; a meteorização ocorre, essencialmente, ao longo das descontinuidades.

O espaçamento de descontinuidades (tabela 4) varia em intervalos de 20 a 60 cm e de 60 a 200 cm, o que as classifica em medianamente afastadas e afastadas (F2 e F3).

Os valores de RQD (tabela 5) do maciço são, geralmente, superiores a 90%, classificando a qualidade do maciço como excelente. Algumas zonas apresentam variações entre os 75% e os 90%, indicando uma boa qualidade.

A subunidade G9-B é a que apresenta maiores velocidades de propagação das ondas sísmicas longitudinais. A maioria dos valores encontra-se no intervalo entre 2750 e 4200 m/s (CMP, 2003).

Capítulo III – Metodologia

3.1. Geofísica e Sismologia

É necessário entender, antes de mais, a área da Geologia em que este trabalho se enquadra, para melhor perceber as metodologias aplicadas e a teoria que as suportam.

Por definição, a Geofísica é “a disciplina afim da Geologia, que se ocupa das propriedades físicas da parte sólida da Terra, em especial, sismicidade, magnetismo, densidade, viscosidade, temperatura e pressão internas, radioatividade, etc.” (Galopim de Carvalho, 2011).

De um modo geral, a Geofísica é, literalmente, a aplicação da Física em investigações relacionadas com a Terra, a Lua e outros planetas. No entanto, normalmente, o termo *geofísica* é utilizado de um modo mais restrito, sendo apenas aplicado à Terra (Reynolds, 1997).

A Sismologia compreende o estudo da geração, propagação e registo de ondas elásticas na Terra (e outros corpos celestes) e das fontes que as produzem (Lay e Wallace, 1995); estas fontes podem ser naturais ou artificiais (Galopim de Carvalho, 2011). É uma ciência relativamente recente, tendo esperado pelo desenvolvimento da teoria da elasticidade e pelo aparecimento de instrumentos de estudo adequados (Lay e Wallace, 1995).

A Sismologia tem objetivos bastante diversos, os quais se podem dividir em dois grupos: os objetivos clássicos e os objetivos atuais (tabela 7). O primeiro compreende os objetivos básicos e principais da Sismologia; já o segundo grupo inclui objetivos ligeiramente diferentes, mais em linha com o que se exige da Sismologia na actualidade.

Tabela 7 - Objetivos da Sismologia (Lay e Wallace, 1995)

Objetivos clássicos	Objetivos atuais
Distribuição de terremotos na superfície terrestre; Identificação da estrutura interna básica da Terra (crosta, manto e núcleo); Geometria de falhas e zonas de subducção; Localização de zonas de acumulação e liberação de energia.	Localização de falhas na superfície terrestre; Previsão de terremotos; Análise de deslizamentos de terras e erupções vulcânicas; Determinação de variações laterais na crosta, manto e núcleo.

3.2. As ondas sísmicas

Neste subcapítulo pretende-se fazer uma descrição rápida da geração e comportamentos das ondas sísmicas e as alterações que estas sofrem quando se propagam.

3.2.1. Tensão e deformação

Quando uma força (F) é aplicada numa área (A) da superfície de um corpo, são estabelecidas forças no interior do mesmo que são proporcionais à força externa – à razão da força com a área $\left(\frac{F}{A}\right)$ chama-se tensão. A tensão pode ter duas componentes (Reynolds, 1997):

- uma componente perpendicular à superfície, denominada tensão normal;
- uma componente no plano da superfície denominada tensão de corte ou de cisalhamento.

Como consequência, o corpo fica deformado. A deformação corresponde à razão entre o comprimento (ou volume) após a deformação com o comprimento (ou

volume) original. De acordo com a Lei de Hooke, a tensão e a deformação são linearmente dependentes e o corpo afetado comporta-se elasticamente até atingir o ponto de cedência. Abaixo deste ponto, quando se alivia a tensão, o corpo regressa à sua configuração original; depois do ponto de cedência ter sido atingido, o corpo comporta-se ductilmente e os danos passam a ser permanentes. Quando é aplicada mais tensão, o corpo deforma-se até fraturar (Reynolds, 1997).

A Sismologia envolve a análise dos movimentos do solo que são causados por fontes de energia naturais que se localizam no interior da Terra. Excetuando na proximidade à fonte, a maior parte dos movimentos que ocorre no solo é efêmera – isto significa que o solo volta ao seu estado original após o alívio da tensão (Lay e Wallace, 1995). Este comportamento é denominado comportamento elástico (Dentith e Mudge, 2014).

Os tremores de terra ocorrem quando as rochas são deformadas para lá do ponto de cedência e fraturam, causando a libertação de toda a energia acumulada (Reynolds, 1997). A relação tensão/deformação para qualquer material é descrita por um conjunto de módulos, cujo objetivo é quantificar a resposta de um material a diversos tipos de tensão (Dentith e Mudge, 2014).

- Módulo de Young ou módulo de elasticidade (fig. 6) – é o módulo que descreve a resposta do material a uma tensão uniaxial:

$$E = \frac{\text{tensão longitudinal } \frac{\Delta F}{A}}{\text{deformação longitudinal } \frac{\Delta L}{L}} = \frac{\sigma}{\varepsilon}$$

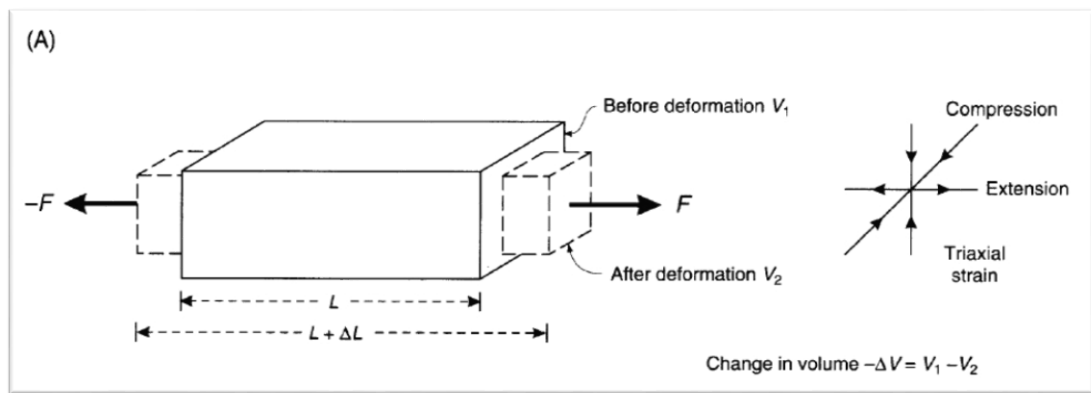


Figura 6 - Módulo de Young ou módulo de elasticidade (adaptado de Reynolds, 1997)

- Módulo volumétrico (fig. 7) – é o módulo que descreve a capacidade de resistência de um material à compressão:

$$k = \frac{\text{tensão volume } \Delta P}{\text{deformação volume } \frac{\Delta V}{V}}$$

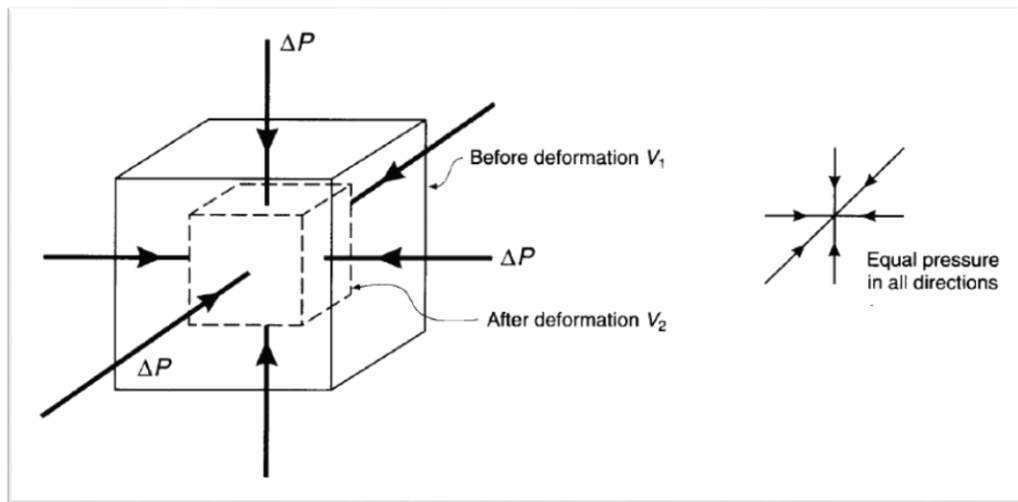


Figura 7 - Módulo volumétrico (adaptado de Reynolds, 1997)

- Módulo de cisalhamento (fig. 8) – é o módulo que está relacionado com as tensões de corte:

$$\mu = \frac{\text{tensão corte } \tau}{\text{deformação corte } \varepsilon}$$

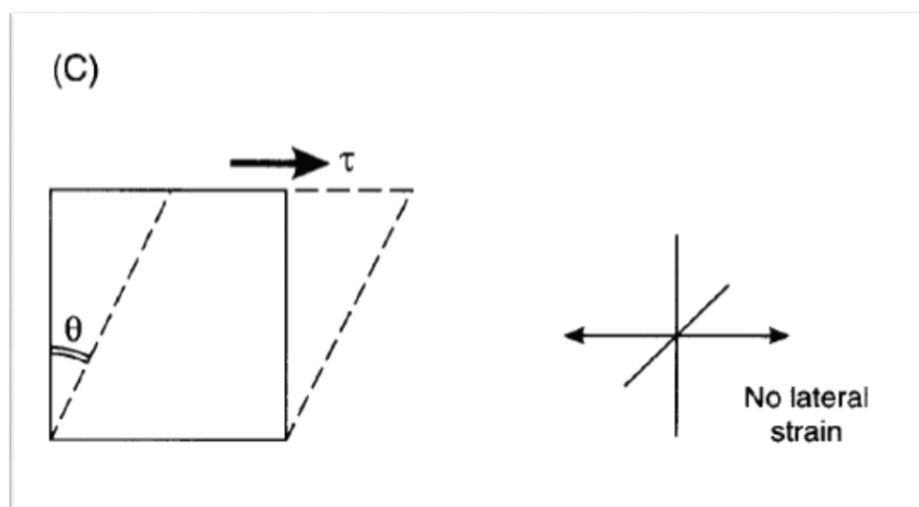


Figura 8 - Módulo de cisalhamento (adaptado de Reynolds, 1997)

3.2.2. Ondas de profundidade e ondas de superfície

As ondas sísmicas correspondem a vibrações mecânicas que são geradas por uma fonte, a partir da qual se propagam até ao local onde são sentidas (US Army Corps of Engineers, 1995). Uma outra definição é dada por Lay e Wallace (1995), que especifica que as ondas sísmicas são perturbações elásticas que se expandem esfericamente a partir da fonte. As ondas sísmicas propagam-se a velocidades que são determinadas pelos módulos elásticos já mencionados e pelas densidades dos meios que estão a atravessar (Reynolds, 1997).

Uma frente de onda (fig. 9) é o conjunto das localizações dos pontos que estão a sofrer a mesma movimentação num dado instante (Lay e Wallace, 1995); num meio homogêneo, uma frente de onda apresenta uma forma esférica. Raio sísmico (fig. 12) é o nome dado à normal da frente de onda (Lay e Wallace, 1995) e aponta para a direção de propagação da onda sísmica (US Army Corps of Engineers, 1995).

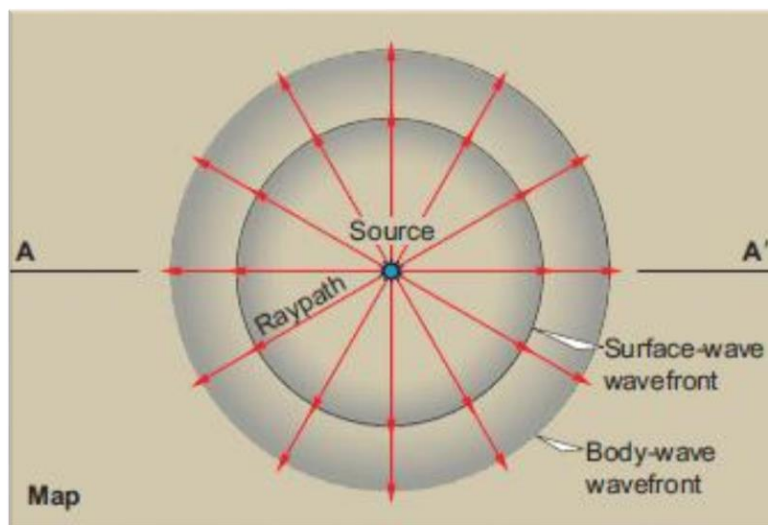


Figura 9 - Representação gráfica de uma frente de onda e de raios sísmicos
(Dentith e Mudge, 2014)

Existem dois tipos de ondas sísmicas: as ondas de profundidade e as ondas de superfície (US Army Corps of Engineers, 1995). As ondas de profundidade são as que atravessam todo o volume do material (Reynolds, 1997); são também as ondas que fornecem a maior quantidade de informação acerca das características do subsolo (US Army Corps, 1995). As ondas de superfície são as ondas que estão confinadas aos limites entre dois meios com propriedades elásticas contrastantes (Reynolds, 1997);

usualmente, estas ondas resultam da interações de ondas de profundidade com os limites dos corpos em que se estão a propagar (Lay e Wallace, 1995). Na pesquisa sísmica, as ondas de superfície são consideradas ruído sísmico (Dentith e Mudge, 2014).

Ondas de profundidade

As ondas de profundidade são aquelas que atravessam todo o volume do material (Lay e Wallace, 1995); estas estão divididas em dois tipos: as ondas P e as ondas S.

As ondas P (fig. 10), que são consideradas as mais importantes para os métodos sísmicos, são também conhecidas como longitudinais, primárias ou de compressão (Reynolds, 1997). São as ondas mais rápidas e, como tal, são as primeiras a serem detetadas (Dentith e Mudge, 2014). Estas são ondas de compressão que envolvem perturbações volumétricas (Lay e Wallace, 1995), sendo que as partículas oscilam na direção de propagação da onda por compressão e dilatação, exatamente como acontece numa onda sonora (Reynolds, 1997). A velocidade das ondas P é dada pela equação (Dentith e Mudge, 2014):

$$V_p = \sqrt{\frac{\psi}{\rho}}$$

onde ψ representa o módulo de elasticidade ou de Young, e ρ representa a densidade (Dentith e Mudge, 2014).

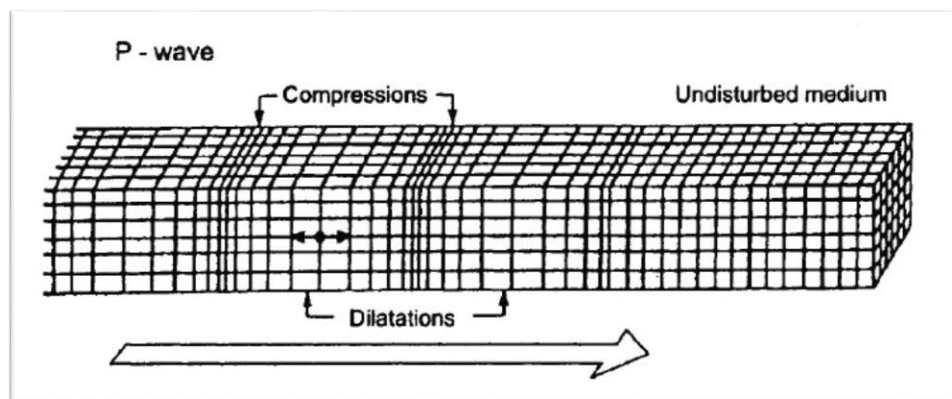


Figura 10 - Movimento de compressão das ondas P (Reynolds, 1997)

As ondas S (fig. 11), também conhecidas como ondas secundárias, de corte ou transversas, são detetadas imediatamente a seguir às ondas P (Dentith e Mudge, 2014). O movimento das partículas ocorre perpendicularmente à direção de propagação da onda, por tensão de corte (Reynolds, 1997). São, então, ondas com apenas deformação de corte e sem alterações volumétricas, o que faz com que sejam incapazes de se propagar em fluidos (Reynolds, 1997). Existem dois tipos de ondas polarizadas: as ondas SV e as ondas SH.

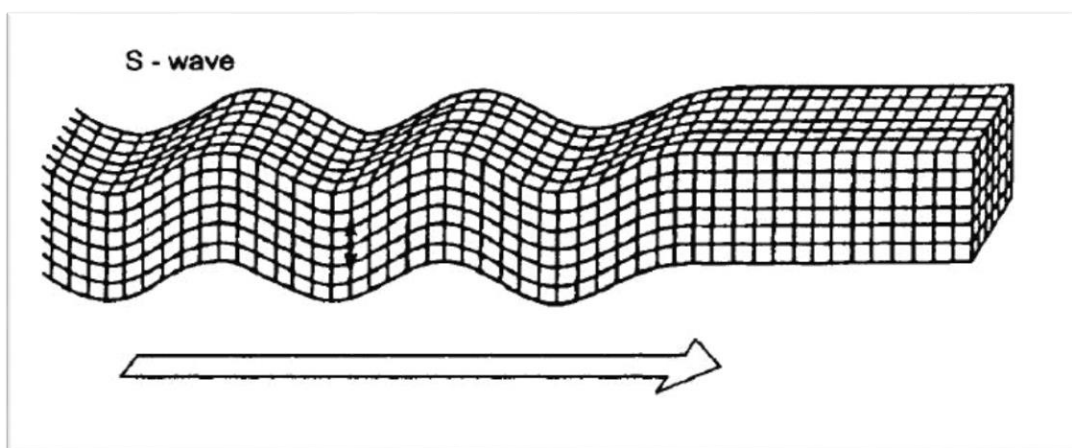


Figura 11 - O movimento das partículas quando sujeitas a uma onda S (Reynolds, 1997)

As ondas SV são ondas de corte verticalmente polarizadas que se propagam horizontalmente, o que significa que o movimento dominante das partículas é vertical quando o raio sísmico é horizontal (US Army Corps of Engineers, 1995).

As ondas SH também se propagam horizontalmente mas, neste caso, o movimento dominante das suas partículas é, também horizontal (US Army Corps of Engineers, 1995).

A velocidade das ondas S é dada pela equação (Dentith e Mudge, 2014):

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

onde μ representa o módulo de cisalhamento e ρ representa, mais uma vez, a densidade (Dentith e Mudge, 2014).

Ondas de superfície

As ondas que não penetram no meio subterrâneo são chamadas de ondas de superfície (Reynolds, 1997). As duas ondas reconhecidas que só existem à superfície são as ondas de Rayleigh e as de Love, que resultam da interação das ondas P e S com os limites do corpo que estão a atravessar (Lay e Wallace, 1995). Como se propagam perto dos limites, estas ondas enfraquecem com a distância à superfície, isto é, quanto mais afastadas estiverem da superfície, mais fracas são (US Army Corps of Engineers, 1995).

As ondas de superfície mais importantes na pesquisa geofísica são as ondas de Rayleigh (Dentith e Mudge, 2014). São ondas que se propagam ao longo da superfície terrestre, com amplitudes que diminuem exponencialmente com a profundidade (Reynolds, 1997). O seu movimento é elíptico – um ponto que esteja localizado no raio sísmico move-se para trás, para baixo, para a frente e para cima repetidamente (fig. 12) (Dentith e Mudge, 2014). Uma vez que a deformação associada a estas ondas envolve uma tensão de corte, estas são incapazes de se propagar em fluidos. Na exploração sísmica, as ondas de Rayleigh manifestam-se como ondas de amplitude elevada e frequências baixas, o que significa que são consideradas ruído sísmico (Reynolds, 1997).

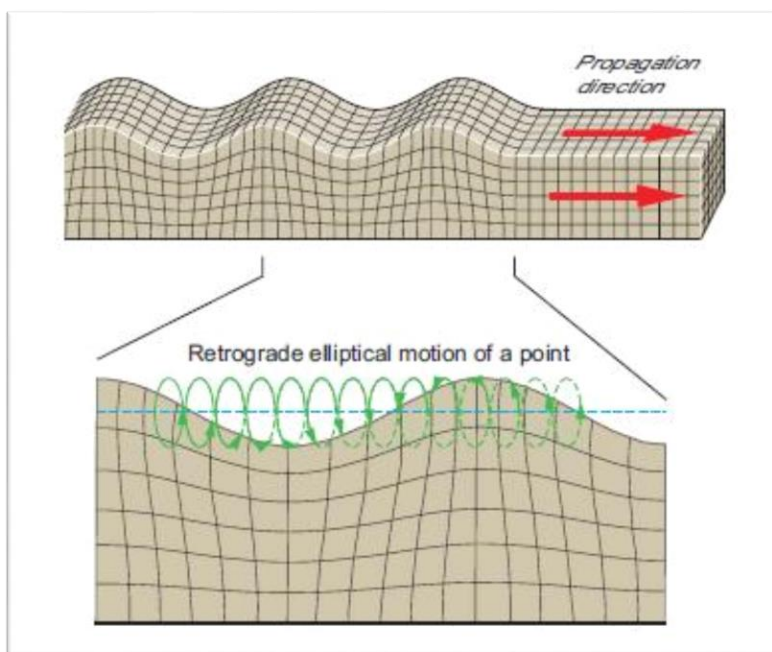


Figura 12 - Deformação associada às ondas de Rayleigh (Dentith e Mudge, 2014)

As ondas de Love (fig. 13) são, geralmente, mais rápidas que as ondas de Rayleigh (Lay e Wallace, 1995) e ocorrem apenas onde um meio com uma determinada velocidade de ondas S se sobrepõe a um meio com velocidade de ondas S superior (Reynolds, 1997). O seu movimento é semelhante ao de uma onda SH (Dentith e Mudge, 2014), ou seja, é paralelo à direção de propagação e à superfície, o que torna ondas de corte polarizadas (Reynolds, 1997).

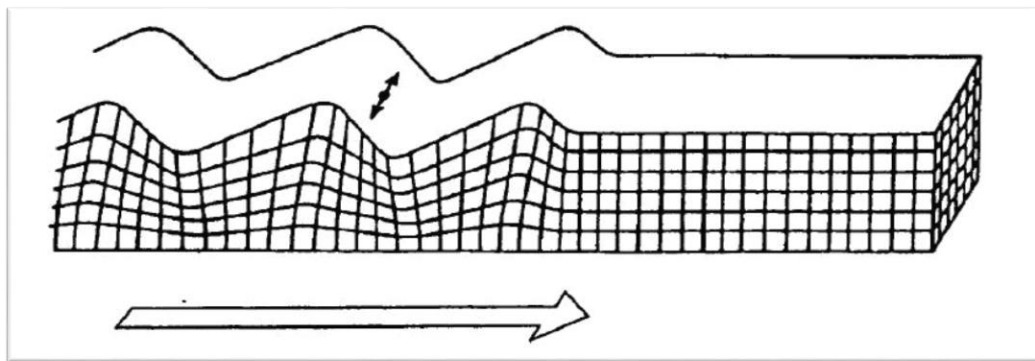


Figura 13 - Deformação associada às ondas de Love (Reynolds, 1997)

As ondas de superfície têm, também, como característica a mudança da forma da onda com a propagação, uma vez que frequências diferentes se propagam a velocidades diferentes – um fenómeno que é chamado dispersão de ondas (Reynolds, 1997).

As ondas de Love e de Rayleigh também fazem parte da sucessão de ondas de superfície em terremotos, e podem transportar mais energia que as ondas de profundidade. Estas são as ondas que chegam em último lugar, a seguir às ondas de profundidade, e podem produzir deslocamentos horizontais muito maiores. Isto faz com que sejam as ondas mais destrutivas durante um terremoto (US Army Corps of Engineers, 1995).

3.2.3. Reflexão, refração e dispersão de ondas sísmicas

A teoria dos raios sísmicos é análoga à teoria dos raios óticos e, como tal, tem sido aplicada à interpretação de dados sísmicos há mais de 100 anos. Hoje em dia, esta teoria continua a ser utilizada extensivamente devido à sua simplicidade e aplicabilidade a uma grande variedade de problemas (Shearer, 2009).

Princípio de Huygens

O Princípio de Huygens (ou de Huygens-Fresnel) tem uma importância crítica na compreensão da propagação das ondas sísmicas num solo em camadas (Reynolds, 1997). Este foi descrito por Christiaan Huygens e é muito mencionado no contexto das ondas luminosas e da teoria dos raios óticos. Como já foi dito, a teoria dos raios óticos é análoga à teoria dos raios sísmicos e considera-se que este princípio é aplicável a qualquer problema relacionado com a propagação de ondas (Shearer, 2009).

O Princípio de Huygens diz-nos que qualquer ponto numa frente de onda pode ser considerado uma fonte de ondas esféricas secundárias. A nova frente de onda vai, então, ser o conjunto destas ondas secundárias após um determinado intervalo de tempo (fig. 14). No entanto, para simplificar, em vez de considerarmos a frente de cada onda, consideramos a linha que faz um ângulo reto com a mesma: o raio sísmico através do qual viaja a energia (Reynolds, 1997).

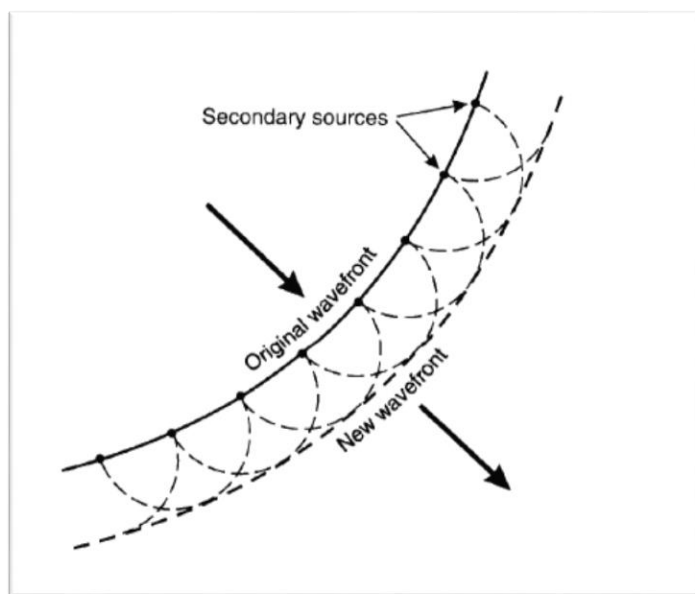


Figura 14 - A propagação de uma frente de onda de acordo com o Princípio de Huygens (Reynolds, 1997)

Quando uma onda atinge uma interface ao longo da qual se observa um contraste nas propriedades elásticas, alguma da energia é refletida por essa mesma interface, enquanto que a restante atravessa a fronteira ou descontinuidade e é refratada ao entrar no segundo meio. As amplitudes relativas da energia (que sofreu partição na interface em componentes refletidas e transmitidas) são descritas pelas equações de Zoeppritz-Knott, em termos de velocidade e densidade das duas

camadas (Reynolds, 1997). Foi Knott em 1899 e, mais tarde Zoeppritz em 1919, que deduziram estas equações para a reflexão de ondas de corte e de compressão numa fronteira como uma função das densidades e das velocidades das camadas em contacto (Oladapo, 2013). O produto da densidade (ρ) com a velocidade sísmica (V) para cada camada é conhecido com impedância acústica (Z) (fig. 15). De um modo mais simples, quanto mais consolidada for uma rocha, maior será a sua impedância acústica. Para que a energia se propague de um modo eficiente através de uma fronteira entre duas camadas, a impedância acústica deverá ser pequena (Reynolds, 1997).

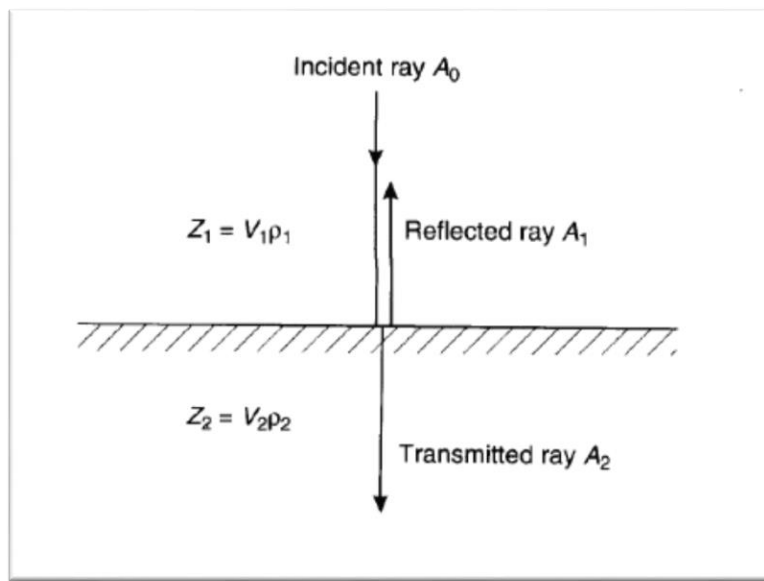


Figura 15 - Partição da energia contida num raio incidente perpendicularmente, com amplitude A_0 . Este raio separa-se em duas componentes, refletida e transmitida, com amplitude A_1 e A_2 , respetivamente. Z_1 e Z_2 correspondem às impedâncias acústicas das duas camadas (Reynolds, 1997)

No caso de uma incidência a 90° , se a amplitude da energia incidente for representada por A_0 , e as amplitudes das energias refletida e transmitida forem, respetivamente, A_1 e A_2 (fig. 15), então, admitindo que não ocorrem perdas de energia no percurso, a energia da onda incidente é igual à soma das energias contidas nas ondas transmitidas e refletidas (Reynolds, 1997):

$$A_0 = A_1 + A_2$$

O grau de reflexibilidade de uma interface (para ângulos de incidência de 90° ou inferiores a 20°) é descrito pelo coeficiente de reflexão (R), que corresponde à razão

das amplitudes da onda refletida (A_1) e da onda incidente (A_0). O mesmo acontece para o grau de transmissibilidade de uma interface. Para os mesmos ângulos mencionados acima, o coeficiente de transmissão (T) corresponde à razão das amplitudes da onda transmitida (A_2) e da onda incidente (A_0) (Reynolds, 1997).

Até agora, assumiu-se que a reflexão numa interface tem origem num único ponto. Na verdade, o que acontece é que a reflexão é gerada numa zona finita da superfície refletora, definida pela primeira zona de Fresnel (fig. 16). O coeficiente de reflexão vai ser, então, a resposta média da primeira zona de Fresnel (Reynolds, 1997).

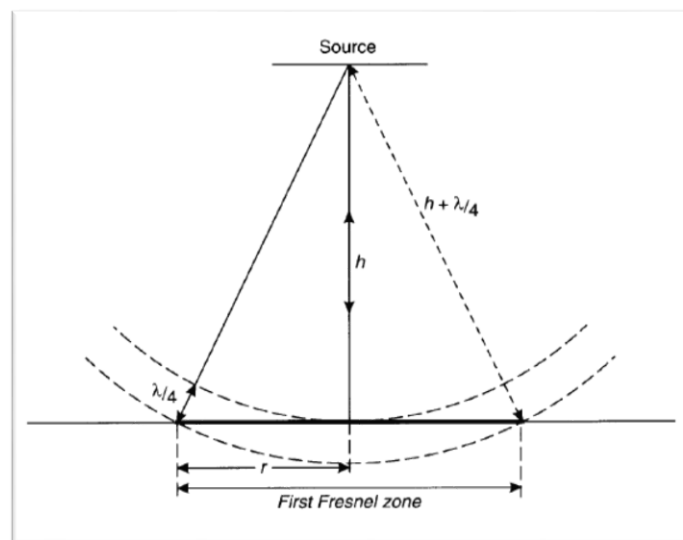


Figura 16 - Representação da primeira zona de Fresnel (Reynolds, 1997)

A rugosidade da superfície torna-se, também, um fator importante quando a amplitude da mesma é da mesma ordem ou maior do que um quarto de comprimento de onda da onda incidente. Quanto mais rugosa for a superfície, mais esta se comporta como um refletor especular, devolvendo os raios numa grande variedade de ângulos. Isto implica que a quantidade de energia que chega à superfície é muito reduzida e que o coeficiente de reflexão observado será muito menor que o previsto (Reynolds, 1997).

A geometria das ondas refletidas e refratadas relativamente às ondas incidentes é diretamente análoga à geometria dos raios luminosos, o que significa que podemos utilizar as Leis de Snell na sua descrição.

Lei de Snell

As Leis de Snell para a refração dizem-nos que os raios incidentes e os raios refratados (neste caso, raios sísmicos) e a normal no ponto de incidência estão todas no mesmo plano; para qualquer par de meios, a razão do seno do ângulo de incidência com o seno do ângulo de refração é uma constante, denominada parâmetro do raio (Reynolds, 1997):

$$\frac{\sin i}{V_{P_1}} = \frac{\sin r}{V_{P_2}} = \frac{\sin \beta_1}{V_{S_1}} = \frac{\sin \beta_2}{V_{S_2}} = p$$

onde i e r são os ângulo de incidência e de refração, respetivamente, e V_1 e V_2 são as velocidades de propagação nas camadas 1 e 2, respetivamente, para as ondas P e S e onde p é o parâmetro do raio (Reynolds, 1997).

As leis da reflexão indicam-nos que (Reynolds, 1997):

- O ângulo de incidência é igual ao ângulo de reflexão;
- Os raios incidentes, refletidos e refratados, e a normal no ponto de incidência estão todos no mesmo plano.

3.2.4. Amplificação e atenuação sísmica

De modo geral, designam-se por efeitos de sítio os efeitos relacionados com a estrutura geométrica do solo e do subsolo – topografia da superfície e espessura das formações geológicas – e com o seu comportamento reológico, que modificam (por vezes consideravelmente) a propagação das ondas sísmicas no seu percurso até à superfície. Os efeitos de sítio dividem-se em efeitos de amplificação e fenómenos induzidos (LNEC, 1995).

Os efeitos da amplificação consistem na modificação da amplitude, do conteúdo em frequências e da duração das vibrações sísmicas. Por outro lado, os fenómenos induzidos resultam numa instabilidade da estrutura do terreno em consequência dos movimentos sísmicos – os mais importantes são a liquefação, a instabilidade de taludes e a compactação (Correia, 1993 em LNEC, 1995).

Os efeitos da topografia manifestam-se, mesmo no caso de um espaço elástico linear, homogéneo e isotrópico, onde as únicas causas para a variação da amplitude

são de origem geométrica e associadas aos fenómenos de reflexão e difração sobre os locais irregulares da superfície. Assim sendo, numa topografia de relevo, as ondas incidentes são refletidas para o interior do maciço, onde se produz uma concentração de energia sísmica que corresponde a uma amplificação. Pelo contrário, nas zonas de vale observa-se uma divergência nas ondas refletidas, o que provoca uma atenuação do movimento. De um modo geral: as zonas convexas da superfície dão lugar a amplificações, enquanto que as zonas côncavas dão origem a atenuações (Bard, 1985 em LNEC, 1995).

No caso de depósitos de solo com estratificação horizontal com rigidez crescente em profundidade, a amplificação está diretamente relacionada com o fenómeno de ressonância provocado pelas ondas de corte que se propagam segundo a vertical. É por este motivo que a grandeza dos movimentos sísmicos à superfície está diretamente ligada aos períodos fundamentais das ondas sísmicas. Quanto maior for o grau de sobreposição de ambos, mais elevado será o fator de amplificação (LNEC, 1995).

Os períodos fundamentais dos depósitos de solos dependem das suas características geométricas e das suas propriedades dinâmicas, sendo estas últimas função do abalo sísmico. Depósitos espessos de solos brandos apresentam elevados períodos fundamentais – neste caso, os sismos com elevado conteúdo em baixas frequências terão fortes possibilidades de desencadear importantes fenómenos de amplificação. Os períodos predominantes de um sismo são função da sua magnitude e distância focal. Na figura 17 apresenta-se uma relação entre o período dominante em terreno rochoso e a distância focal para várias magnitudes (Idriss, 1991).

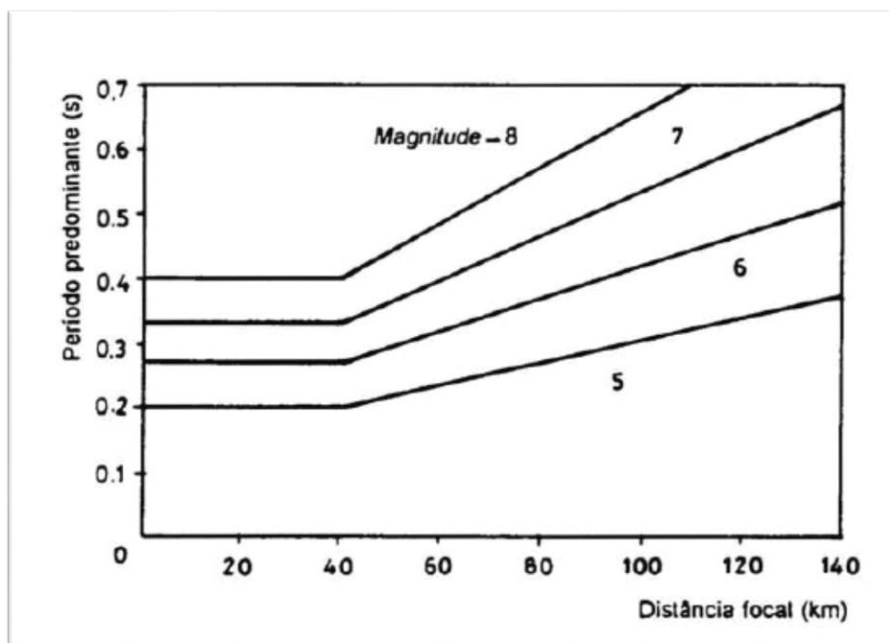


Figura 17 - Períodos predominantes de um sismo em função da distância focal para diferentes magnitudes (Idriss, 1991)

Segundo Correia (1993) (em LNEC, 1995), estão reunidas no território continental português as condições necessárias para a ocorrência de importantes efeitos de amplificação sísmica por parte dos solos. Enquanto que, por um lado existem fontes sísmicas com capacidade de gerar sismos de grande magnitude a uma distância considerável (como se verificou no sismo de 1755), existem, por outro lado, áreas com ocupação humana relevante onde o terreno é constituído por solos de elevada deformabilidade como, por exemplo, nas baixas aluvionares do Tejo e Sado.

Para além das características dos depósitos de solo e as componentes de frequência do sismo, também os efeitos locais de modificação de movimento podem variar significativamente com a intensidade do abalo. Genericamente, podemos afirmar que o aumento da amplitude dos movimentos sísmicos implica a diminuição do fator de amplificação, mantendo as outras condições constantes (LNEC, 2005).

Evidências experimentais

Em 1908, Wood (em LNEC, 1995) tinha inferido, com evidências, que as condições do solo subjacentes a um dado local podem ter um efeito significativo na intensidade dos movimentos superficiais do solo, com um estudo da distribuição dos danos e intensidades aparentes na área da baía de São Francisco, durante o sismo de 1906. No entanto, foi apenas durante as últimas décadas que os registos instrumentais

num dado número de localizações durante a ocorrência do mesmo abalo permitiram que se observassem claramente as variações na máxima amplitude dos movimentos desenvolvidos em diferentes sítios da mesma área, mas com diferentes condições de solo subjacentes (LNEC, 1995). Na figura 18 mostram-se as condições de solo e máxima aceleração registada em dois sítios diferentes da mesma área, durante o sismo de 1957, em São Francisco. Embora os dois locais estejam situados aproximadamente à mesma distância da fonte de libertação da energia, as acelerações diferem (Idriss e Seed, 1969 em LNEC, 1995).

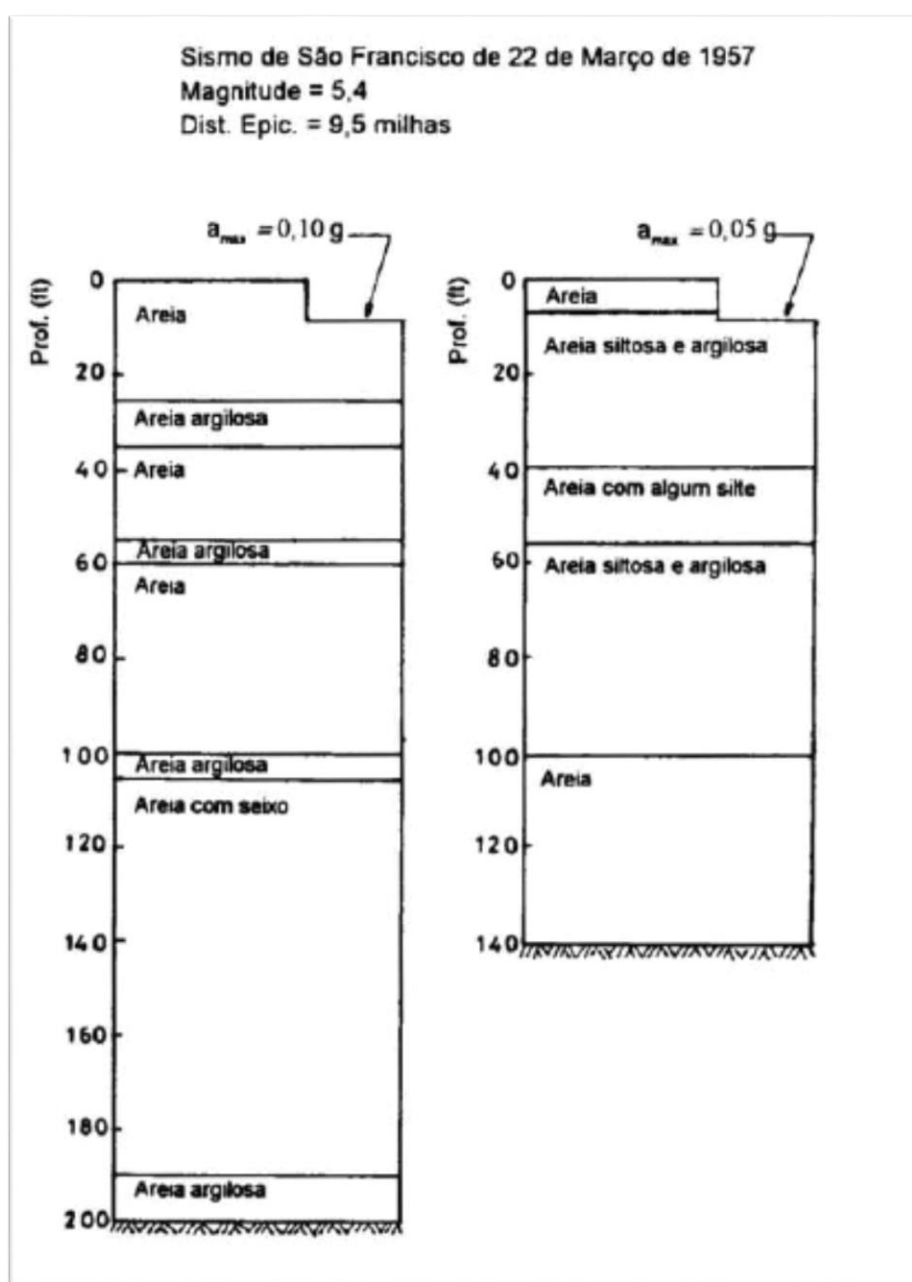


Figura 18 - Efeito das condições locais na aceleração máxima à superfície (LNEC, 2005)

Tanto a aceleração máxima como o conteúdo em frequência podem ser modificados pela natureza das condições de solo subjacentes. Este facto encontra-se claramente representado na série de espectros representados na figura 19, baseados em registos obtidos na mesma cidade, durante o mesmo evento sísmico, a uma distância epicentral considerável (Hisada *et al.*, 1965 em LNEC, 1995).

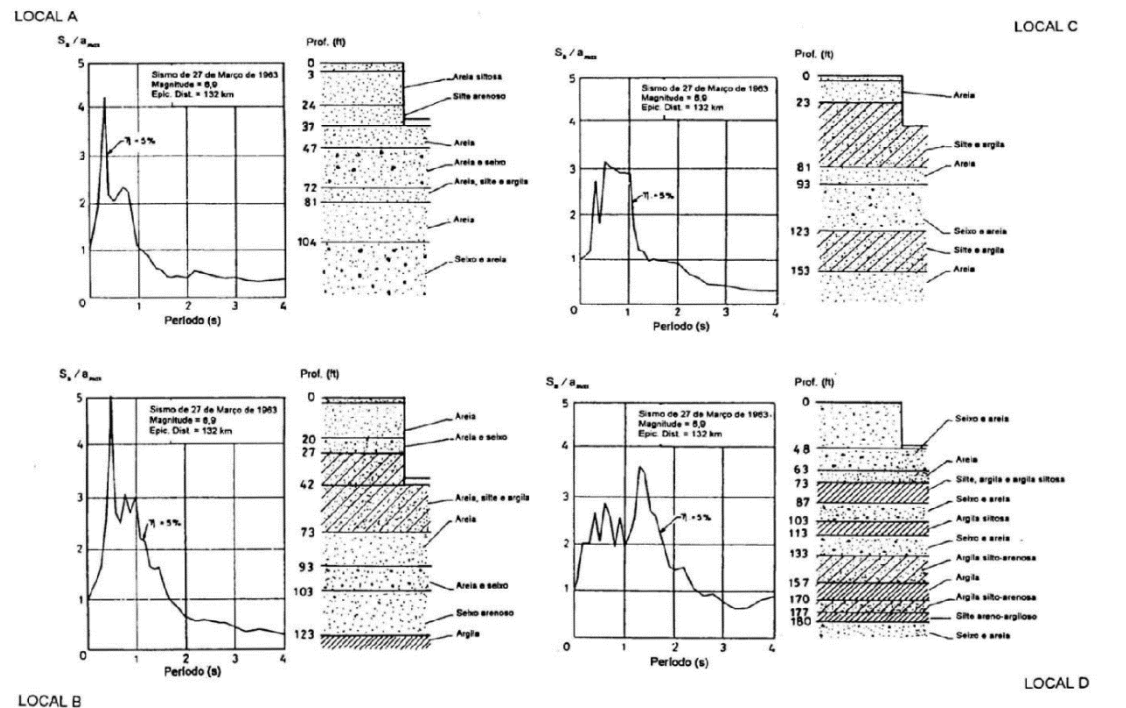


Figura 19 - Efeitos das condições locais nos espectros de resposta à superfície (Hisada *et al.*, 1965 em LNEC, 2005)

Em locais assentes sobre depósitos de solo mais rígidos, as ordenadas de pico do espectro de resposta de aceleração tendem a ocorrer para valores mais baixos de período, o que significa que nestes locais, as acelerações máximas serão induzidas em estruturas relativamente rígidas. Inversamente, para os locais sobre os depósitos mais espessos de solos brandos, as ordenadas de pico do espectro de resposta de aceleração tendem a ocorrer para um valor substancialmente mais elevado do período; nestes casos, as acelerações máximas ocorrerão em estruturas mais flexíveis, como por exemplo os prédios de vários andares. Podemos, então, afirmar que as forças laterais nas estruturas e os respetivos danos se desenvolvem seletivamente, consoante o tipo de terreno em que estão assentes (Seed e Idriss, 1970 em LNEC, 1995).

Microzonamento sísmico

Uma das principais características dos efeitos locais é a sua grande variabilidade espacial. Tem-se verificado que, mesmo para curtas distâncias, em vários pontos de uma cidade, os graus de severidade devidos a um sismo podem diferir bastante, sendo também evidente a correlação entre a distribuição dos danos e as condições locais. No seu percurso até à superfície do terreno, as ondas sísmicas podem ser modificadas em função das condições geotécnicas do local, podendo esta alteração manifestar-se tanto a nível de parâmetros físicos, como também ao nível do conteúdo de frequências do movimento (LNEC, 1995).

Em resposta aos desenvolvimentos que têm vindo a ser referidos e que permitem abordar explicitamente a influência das condições locais, surgiu a necessidade de representar sob uma forma cartográfica certos parâmetros que servirão como avaliadores da possibilidade de ocorrência de efeitos de amplificação ou fenómenos induzidos. Associadas a problemas de construção de áreas urbanas fustigadas por grandes sismos, surgem as primeiras cartas de microzonamento com o objetivo de planear a localização de estruturas de modo a minimizar as consequências de sismos futuros (Coelho, 1991 em LNEC, 1995).

Os mapas de zonamento local devem caracterizar a sismicidade à escala local a partir da variação espacial de um parâmetro que se considere relevante na tradução do nível de risco e dos potenciais dos danos para os solos e para as construções. Os resultados desta cartografia apresentam-se sob a forma de curvas de igual valor de um parâmetro ou através de zonas delimitando sectores homogêneos de comportamento de um certo fator sob a ação de um movimento sísmico. Coloca-se, então, a questão: qual ou quais os parâmetros a representar nesta síntese cartográfica? Vários têm sido os selecionados: intensidades macrossísmicas, coeficientes de correção de intensidades, amplificações de acelerações ou de qualquer outro parâmetro (aceleração horizontal máxima, período fundamental, espectro de resposta do movimento à superfície, suscetibilidade à liquefação, etc) (LNEC, 1995).

Uma representação deste tipo pode ser uma ajuda na atenuação dos efeitos provocados pelos sismos, através de uma avaliação mais correta das ações sobre as estruturas. Os principais objetivos dos mapas de zonamento local são os seguintes (JWG, 1992 em LNEC, 1995):

- Permitir um planeamento racional do solo, de acordo com níveis aceites de risco sísmico para o local em questão;
- Estabelecer ordens de prioridade na implementação de medidas mitigadoras para a segurança de pessoas e construções em áreas onde os estudos de sismicidade façam prever a ocorrência de um sismo forte;
- Contribuir para a elaboração de exigências regulamentares e normas de projeto.

A elaboração dos mapas de microzonamento aparece na sequência dos estudos para a definição do movimento sísmico de referência. A caracterização da sismicidade à escala local é o resultado da resposta local ao referido movimento, função das características geológicas e geotécnicas locais e as propriedades reológicas que determinam o seu comportamento dinâmico (LNEC, 1995).

3.3. Os métodos geofísicos e sísmicos

Os métodos geofísicos são os que reagem às diferenças nas propriedades físicas do subsolo (rochas, sedimentos, água, vazios, etc.) (Reynolds, 1997). Os instrumentos são dispostos sobre a área de interesse para que possam medir variações num determinado parâmetro físico, associado a uma propriedade física do subsolo. Os resultados são, posteriormente, utilizados para inferir a geologia da área estudada (Dentith e Mudge, 2014).

Os métodos geofísicos apresentam três objetivos principais distintos (US Army Corps of Engineers, 1995):

- a medição de estruturas geológicas, como falhas e descontinuidades;
- a determinação *in situ* de propriedades físicas (exemplos: resistividade elétrica, densidade, campo magnético, entre outros);
- a deteção de outras estruturas com origem humana como, por exemplo, canalizações e esgotos.

Existem cinco classes de métodos geofísicos; esta classificação está baseada nas propriedades físicas da geologia local a que respondem (Dentith e Mudge, 2014):

- métodos gravíticos e magnéticos;

- métodos radiométricos;
- métodos sísmicos;
- métodos elétricos;
- métodos eletromagnéticos.

Tabela 8 - Classificação dos métodos geofísicos (Dentith e Mudge, 2014)

Métodos	Descrição
Gravítico e magnético	Detetam diferenças na densidade e no magnetismo através da medição no campo magnético da Terra.
Radiométrico	Deteta variações na radioatividade natural da Terra.
Sísmico	Deteta variações nas propriedades elásticas das rochas, durante a passagem de ondas sísmicas.
Elétrico	Têm como base as propriedades elétricas das rochas e minerais.
Eletromagnético	Utiliza correntes elétricas criadas e medidas através de fenômenos de indução eletromagnética.

A classificação descrita acima (tabela 8) pode ser complementada por outra. Neste caso, os métodos dividem-se em dois grupos: os métodos ativos e os métodos passivos (US Army Corps of Engineers, 1995).

Os métodos ativos implicam a existência de um estímulo, sob a forma de uma introdução deliberada de energia no solo (US Army Corps of Engineers, 1995). Estes sinais gerados artificialmente são transmitidos no solo, que os modifica em modos que são característicos do material através do qual se estão a propagar (Reynolds, 1997). Estes estímulos podem ser, por exemplo, ondas sísmicas, ondas magnéticas, correntes elétricas, etc. A resposta do solo à energia fornecida é medida por um sensor. A necessidade de complementar este sensor com uma fonte de energia significa que os métodos ativos são mais complicados de utilizar, além de serem mais dispendiosos. No entanto, estes apresentam uma vantagem importante: a transmissão de energia para o solo pode ser controlada para produzir respostas que forneçam informações de grande interesse acerca da sub-superfície (Dentith e Mudge, 2014).

Os métodos passivos, pelo contrário, limitam-se a detetar variações dentro dos campos naturais associados à Terra como, por exemplo, o campo gravítico e o campo magnético (Reynolds, 1997) – isto significa que utilizam fontes de energia naturais para estudar os solos. A medição geofísica é feita por um sensor, que recebe a resposta da geologia local à energia natural. Os métodos geofísicos passivos incluem os métodos gravíticos, magnéticos, radiométricos e de potencial; a estes pode juntar-se, ainda, um método de pesquisa eletromagnética conhecido como magnetotelúrico (Dentith e Mudge, 2014).

A Geofísica aplicada pode ser utilizada na resolução dos mais diversos problemas da geologia de engenharia e ambiental. No entanto, convém ter em conta que as técnicas geofísicas que foram mencionadas não medem diretamente o parâmetro desejado, mas sim variações nas propriedades físicas dos materiais. São estas que vão ajudar na resolução dos problemas, de modo direto ou indireto. A situação mais comum envolve a combinação de dados geofísicos com dados geológicos recolhidos previamente (US Army Corps of Engineers, 1995).

Quando se utilizam métodos geofísicos, há vários aspetos que devem ser consideradas (US Army Corps of Engineers, 1995):

- a resolução (capacidade das medições geofísicas diferenciarem duas situações geológicas semelhantes) varia largamente de método para método;
- a interpretação dos dados está dependente de suposições geológicas e, como tal, a ambiguidade está sempre presente;
- não existe substituto para as observações geológicas diretas como as sondagens, as galerias, as trincheiras, etc;
- a Geofísica é, apenas, uma das partes da resolução de um problema de cariz geológico. Qualquer objetivo que se pretenda atingir tem necessidade de dados base, de uma hipótese, de uma investigação e, só no final, do desenvolvimento de uma solução.

A Geofísica fornece, assim, uma vasta gama de ferramentas úteis que, quando aplicadas corretamente e nas situações apropriadas, vão fornecer informações úteis. Todas as ferramentas que forem utilizadas inapropriadamente vão ser incapazes de funcionar de modo correto e fornecer informações fiáveis (Reynolds, 1997).

Se os princípios científicos nos quais se baseiam estes métodos estiverem bem compreendidos, é menos provável que um método seja mal aplicado, o que torna a ciência mais fiável (Reynolds, 1997).

No contexto desta dissertação, interessa explorar com mais detalhe os métodos sísmicos, nomeadamente, o método H/V e o método HoliSurface®.

3.4. Os métodos sísmicos

Os métodos sísmicos são os mais utilizados nas campanhas geofísicas. O desenvolvimento da eletrónica digital permitiu a produção de melhores equipamentos sísmicos: mais atuais, mais resistentes, mais produtivos e com maior capacidade de armazenamento de dados. A escolha do sismógrafo, geofones, tipo de armazenamento de dados e fonte de ondas sísmicas vai depender do tipo de estudo que está a ser realizado. Obviamente, quanto mais elaborado for o equipamento, maiores são os custos (US Army Corps of Engineers, 1995).

O princípio dos métodos sísmicos baseia-se num sinal que é gerado num momento exato, que é conhecido. As ondas sísmicas resultantes desse sinal propagam-se através do subsolo, onde são refletidas e refratadas, até atingirem a superfície novamente, onde são detetadas (Reynolds, 1997). A fonte da onda sísmica pode ser um martelo a bater numa placa de alumínio repetidamente, a queda de pesos de tamanhos diversos, um tiro ou uma explosão. A perturbação provocada para a realização de um trabalho sísmico designa-se tiro, mesmo que a fonte utilizada não seja, literalmente, um tiro (US Army Corps of Engineers, 1995). O tempo decorrido entre a libertação de energia pela fonte e a chegada das várias ondas geradas é utilizado para determinar a natureza das camadas do subsolo. Os registos e a interpretação dos dados que estes fornecem permitem, então, uma análise detalhada das ondas sísmicas (Reynolds, 1997).

O sensor que recebe a energia sísmica é o geofone. Estes sensores são acelerómetros que convertem a vibração do solo numa resposta. A maioria dos geofones é vertical: são sensores com um só eixo que recebem a onda que chega da subsuperfície. Alguns geofones têm um eixo horizontal que lhes permite receber ondas S e ondas de superfície. Existem, ainda, geofones triaxiais que são capazes de medir respostas mais absolutas. O tipo, a localização, o número e a disposição dos geofones

é deixada ao cuidado dos geofísicos. O equipamento que regista as respostas obtidas pelos geofones numa sequência cronológica é o sismógrafo (US Army Corps of Engineers, 1995).

O processamento de dados obtidos na pesquisa sísmica é, provavelmente, a parte mais substancial do trabalho dos geofísicos exceto, talvez, a interpretação (US Army Corps of Engineers, 1995). A informação obtida pelos equipamentos é, finalmente, utilizada para desenvolver imagens das estruturas subsuperficiais e conhecer as propriedades físicas dos materiais presentes (Reynolds, 1997).

3.4.1. O método H/V

Os danos provocados pelos tremores de terra são o resultado direto das condições geológicas de um local e do modo como estas são afetadas pelas vibrações. A melhor maneira de compreender as condições geológicas do solo é através de registos diretos de observações sísmicas. No entanto, este tipo de registos só existia para zonas de elevada sismicidade. Iniciou-se, então, o desenvolvimento de uma técnica que permitisse o registo sísmico para zonas de sismicidade baixa a média (Nakamura, 2008).

A técnica H/V, também conhecida como HVSR (Horizontal-to-Vertical Spectral Ratio) ou método Nakamura, apresenta-se como uma técnica importante devido à necessidade de análises e procedimentos confiáveis no estudo de registos sísmicos e nas estratégias de mitigação dos mesmos (SESAME, 2004). Foi inicialmente desenvolvido por Nogoshi e Igarashi (1971) e, mais tarde, aperfeiçoado por Nakamura (1989) (Flores *et al.*, 2013).

A razão H/V é uma razão espectral que foi encontrada em vários registos sísmicos do Japão (Nakamura, 2008). É um método experimental que avalia algumas características de depósitos sedimentares, como os solos. Normalmente é aplicada em estudos de microzonamento, que consistem no mapeamento do período fundamental do sítio e ajuda na criação de modelos geológicos e geotécnicos; também se apresenta útil na calibração de respostas de sítio de locais específicos (SESAME, 2004).

A razão H/V de um microtremor medida em qualquer local mostra que esta é capaz de estimar a frequência predominante e determinar o fator de amplificação do mesmo. O resultado desta estimativa é estável para o tempo e estação em que foram medidos (Nakamura, 2008).

A vibração nos solos mais duros apresenta-se mais uniforme para cada frequência e direção – este facto é apoiado pelos resultados obtidos tanto em microtremores como em terremotos. No entanto, quando a situação envolve um depósito sedimentar pouco consolidado sobre um substrato rochoso, torna-se importante entender as características da amplificação da componente horizontal e o fenómeno no qual a energia fica contida na camada sedimentar. Este fenómeno é chamado de amplificação de movimentos sísmicos por reflexões múltiplas (Nakamura, 2008).

Deste ponto de vista, a onda de Rayleigh funciona como ruído e é necessário eliminar o efeito da mesma. A onda de Rayleigh (fig. 20) é incapaz de se propagar em frequências inferiores à da camada superficial (F_0) e pode transmitir o pico de energia perto da frequência que corresponde à velocidade mínima ($2F_0$). Então, o efeito das reflexões múltiplas é composto, principalmente, à volta de F_0 (Nakamura, 2008).

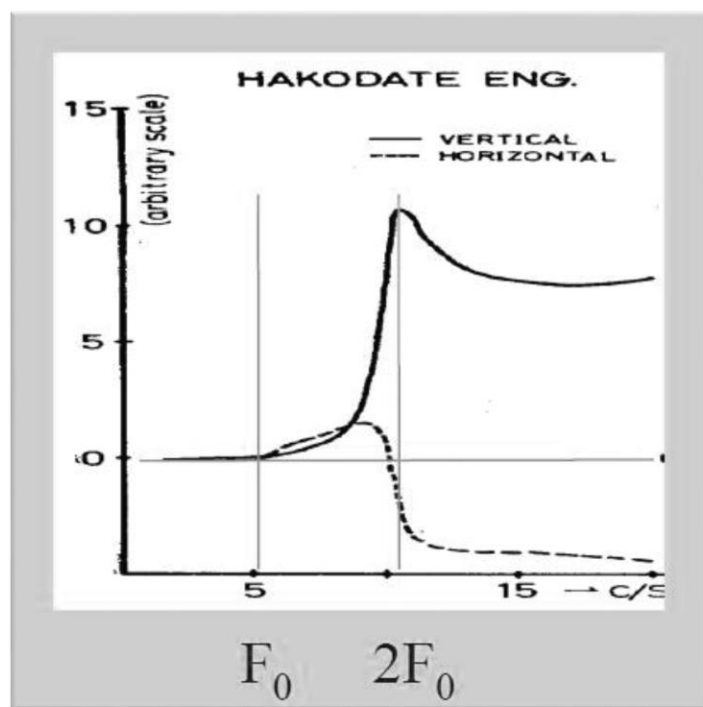


Figura 20 - Exemplo das componentes vertical e horizontal de uma onda de Rayleigh (Nakamura, 2008)

A comparação entre as componentes verticais do movimento no substrato rochoso e na superfície confirma a existência da onda de Rayleigh. As frequências principais são próximas de F_0 , que é a frequência predominante da componente horizontal. A frequência da componente vertical amplificada por múltiplas reflexões é dada por (Nakamura, 2008):

$$\frac{V_p}{V_s} = F_0$$

O efeito da onda de Rayleigh para a razão entre a componente horizontal da superfície e do substrato rochoso, $R (=A_{hs}/A_{hb})$, características da amplificação) é estimado através da razão entre a componente vertical da superfície e do substrato rochoso, $E (=A_{vs}/A_{vb})$. Então, a amplificação é calculada através de (Nakamura, 2008):

$$A_m = \frac{R}{E}$$

$$A_m = \frac{\left(\frac{A_{hs}}{A_{hb}}\right)}{\left(\frac{A_{vs}}{A_{vb}}\right)}$$

$$A_m = \frac{\left(\frac{A_{hs}}{A_{vs}}\right)}{\left(\frac{A_{hb}}{A_{vb}}\right)}$$

Se se considerar que A_{hb} e A_{vb} são iguais a 1, então, A_m pode ser reescrita como (Nakamura, 2008):

$$A_m = \frac{A_{hs}}{A_{vs}}$$

O método apresenta, no entanto, várias limitações (SESAME, 2004):

- na cidade, o ruído antrópico é muito elevado;
- é raro obterem-se dados do solo *per se*;
- os ensaios não são realizados sempre à mesma hora nem sob as mesmas condições atmosféricas;
- os ensaios realizados perto de estruturas como edifícios e árvores podem apresentar alterações nos resultados;

- as medições feitas sobre estruturas subterrâneas (parques de estacionamento, canalizações, esgotos, etc.) podem apresentar alterações no resultado da componente vertical;
- todo o tipo de fontes de ruído de curta duração (passos, carros, comboios, etc.) pode perturbar os resultados;
- devem evitar-se ensaios perto de fontes de ruído monocromático como máquinas de construção.

Quando o sensor é utilizado, este deve estar colocado diretamente sobre o solo – o asfalto e o cimento não interferem com os resultados, assim como a relva, desde que o sensor esteja corretamente apoiado no solo. Este deve estar, ainda, numa posição perfeitamente horizontal (SESAME, 2004).

É ideal que a equipa avalie toda a informação geológica disponível acerca da área de estudo antes de efetuar os ensaios. A interpretação dos dados obtidos será, também, mais completa se forem utilizados dados complementares (SESAME, 2004).

3.4.2. O método HoliSurface®

A técnica HoliSurface® (fig. 21) é um método ativo, e não deve ser confundida com a técnica H/V, que é um método passivo (Dal Moro, 2012). Esta metodologia tem como objetivo a obtenção de um modelo da sub-superfície que seja robusto, apesar do equipamento reduzido e dos procedimentos de campo relativamente simples (Dal Moro *et al.*, 2015).

A técnica HoliSurface® baseia-se num geofone biaxial (no mínimo), cujos dados são utilizados para determinar três funções objetivas que vão ser invertidas conjuntamente (Dal Moro *et al.*, 2015). Neste trabalho, a aquisição é feita através de um geofone de três componentes.

O geofone é colocado a uma determinada distância da fonte, de modo a registar as componentes vertical e radial da onda de Rayleigh produzida pela fonte. A distância à fonte vai determinar a profundidade máxima que é atingida; esta pode ser estimada em, aproximadamente, dois terços da distância entre a fonte e o geofone (Dal Moro *et al.*, 2015). A técnica HoliSurface® é capaz de processar as ondas de Rayleigh e as ondas de Love (Dal Moro, 2012). Na sua versão mais simples, o método baseia-se

apenas nas ondas de Rayleigh; no entanto, a análise das ondas de Love ajuda a restringir o procedimento de inversão (Dal Moro *et al.*, 2015).

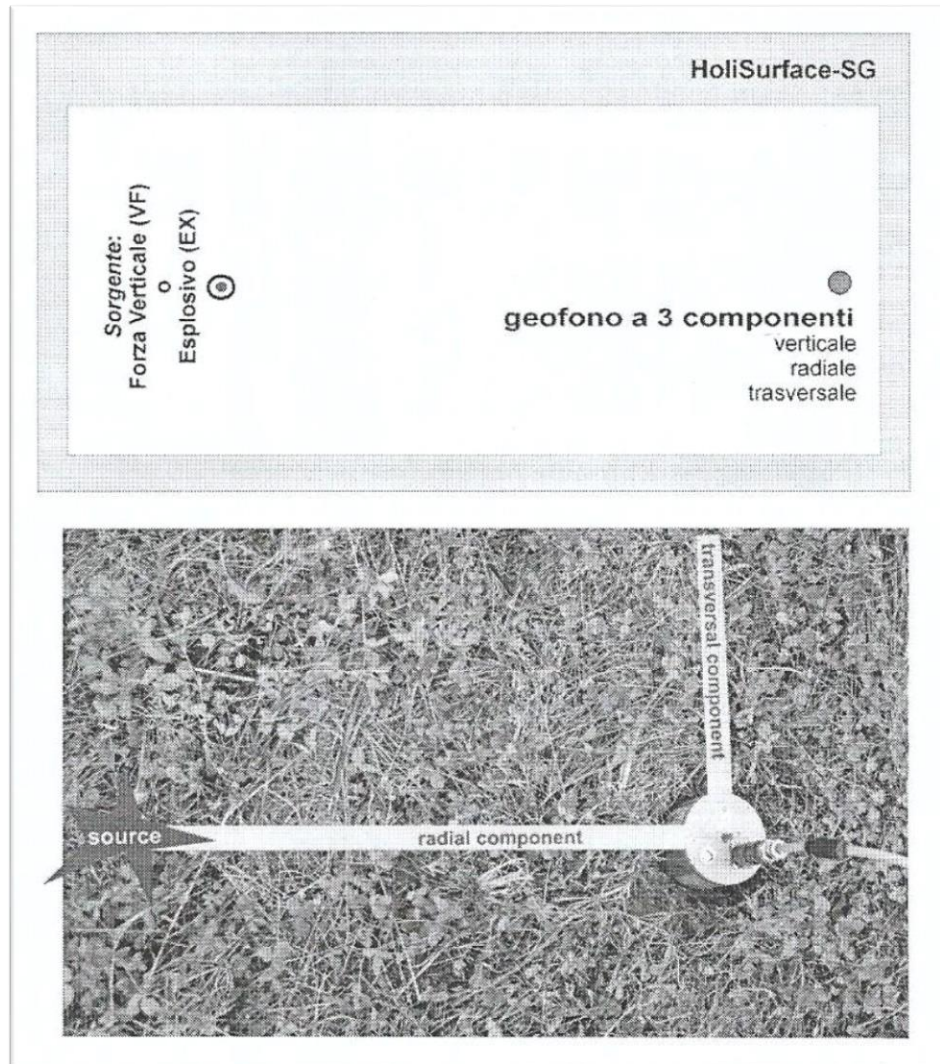


Figura 21 - Esquema da aquisição de dados através do método HoliSurface® com um geofone de três componentes (Dal Moro, 2012)

Os dados podem ser posteriormente processados por dois métodos: o primeiro denomina-se *forward modelling* e o segundo, inversão automática. O ideal será, inicialmente, uma identificação de um modelo razoável através de *forward modelling* e, só depois, uma otimização do mesmo através de inversão automática (Dal Moro, 2012).

Este procedimento permite uma descrição completa da propagação da onda de Rayleigh em todos os seus aspetos: as velocidades e a amplitude relativa (Dal Moro *et al.*, 2015).

3.4.3. Equipamento utilizado

O equipamento utilizado neste trabalho designa-se SR04S3 GeoBox (fig. 22), e é fabricado pela empresa SARA Electronic Instruments. É um sensor digital criado especificamente para a aquisição de sinais para pesquisas geofísicas e sismológicas. Quando utilizado em conjunto com o software SEISMOWIN, pode ser facilmente utilizado para a aplicação do método HVSR ou H/V (SARA Electronic Instruments, 2016).



Figura 22 - Equipamento usado para a aquisição de sinais, SR04S3 GeoBox (imagem retirada de: <http://geofisicaexploraciones.com/wp-content/uploads/2015/07/foto-7.jpg>)

Capítulo IV – Ensaaios Sísmicos

A zona escolhida para a realização deste trabalho foi a Rua da Constituição; no entanto, a ausência de espaços verdes ou canteiros não vedados nesta rua impediu que tal ocorresse. Recorreu-se, então, a locais nas ruas envolventes, nomeadamente na Rua de Damião de Góis.



Figura 23 - Localização dos ensaios (imagem retirada do Google Earth)

Na figura 23 estão representadas as localizações de todos os ensaios.

4.1. Ensaio #1

O primeiro ensaio foi realizado na Rua de Damião de Góis, em frente ao número 444 (fig. 24), no dia 3 de dezembro de 2015 (latitude: $41^{\circ} 9' 44.17''$ N; longitude: $8^{\circ} 36' 52.54''$ W).

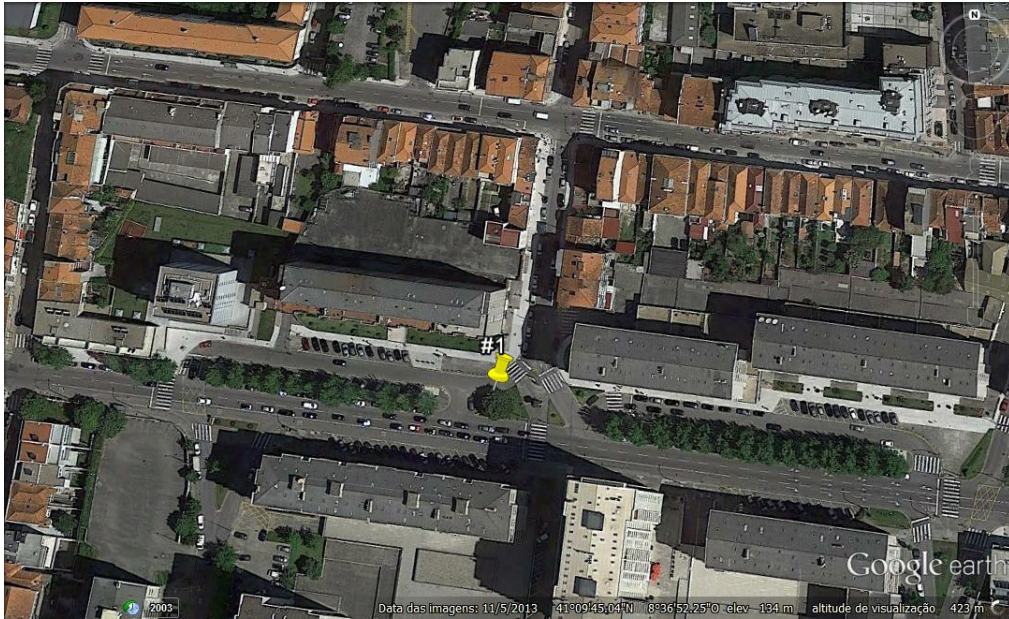


Figura 24 - Localização do ensaio #1, realizado a 3 de dezembro de 2015 (imagem retirada do Google Earth)

Na figura 25 podemos ver que o ensaio foi feito na unidade geotécnica G4-G e G8, que corresponde a uma mistura indiferenciada de solos graníticos medianamente compactos e maciço rochoso de muito fraca qualidade. No nível imediatamente abaixo à superfície encontramos um maciço rochoso de fraca a excelente qualidade (G9).

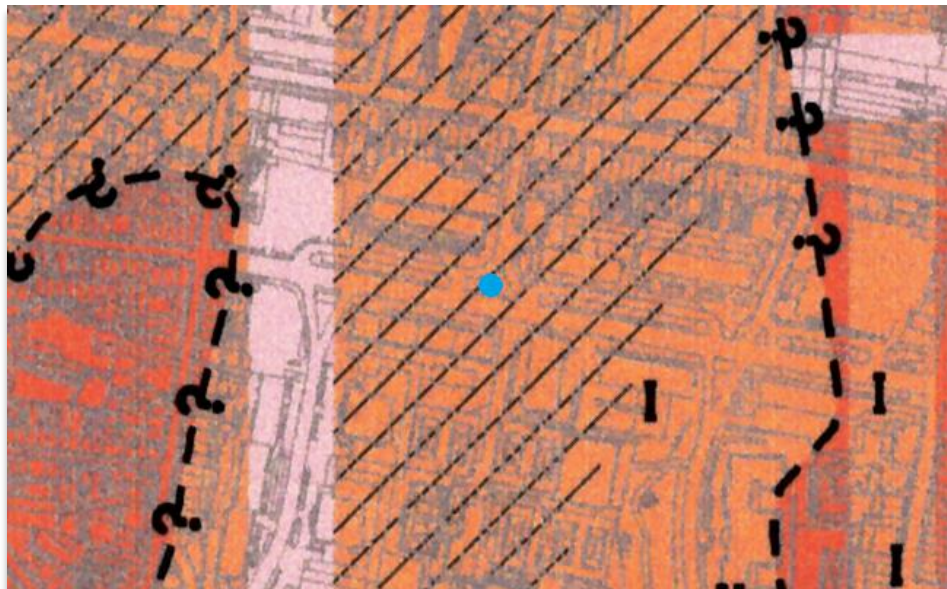


Figura 25 - Ensaio #1 na Carta Geotécnica do Porto (CMP, 2003)

O gráfico obtido para este ensaio (fig. 26) indica que o pico de frequência (f_0) se encontra nos 16.17 Hz e a razão espectral H/V é de 1.73.

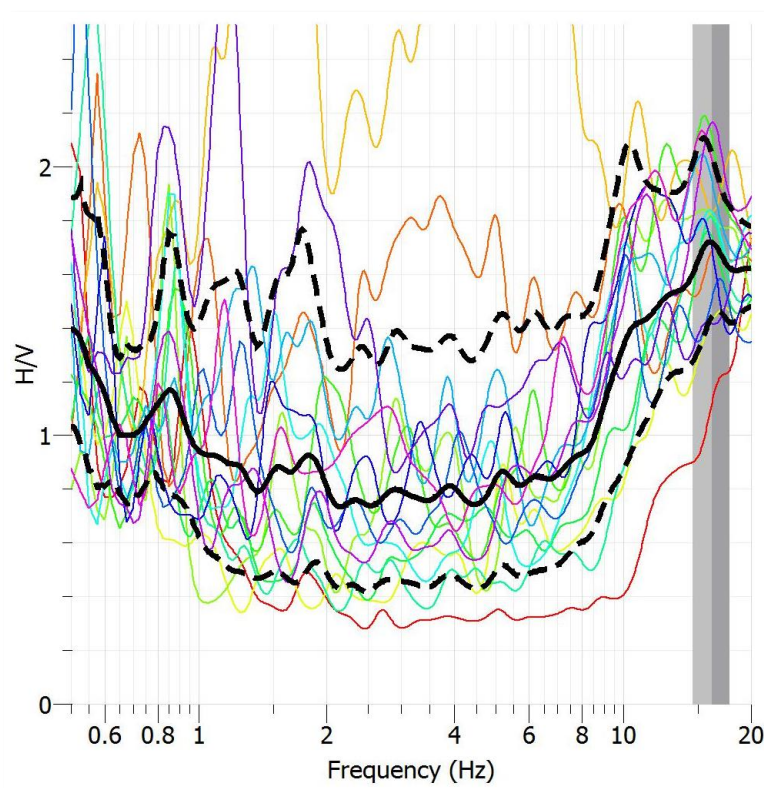


Figura 26 – Gráfico H/V para o ensaio #1

4.2. Ensaio #2

O ensaio número dois (fig. 27) foi feito em frente ao número 230 da Rua de Damião de Góis, a 21 de maio de 2016 (latitude: 41° 9' 42.99"N; longitude: 8° 36' 43.95"W).



Figura 27 - Localização do ensaio #2, realizado a 21 de maio de 2016 (imagem retirada do Google Earth)

Na figura 28 vemos que o ensaio coincidiu com a zona geotécnica G4-G, que corresponde a solos residuais graníticos medianamente compactos. No nível imediatamente abaixo à superfície (nível 2) encontramos solos residuais graníticos compactos a maciço rochoso de muito fraca qualidade (G8); já no nível mais profundo (nível 3), temos a presença de um maciço rochoso de fraca a excelente qualidade (G9).

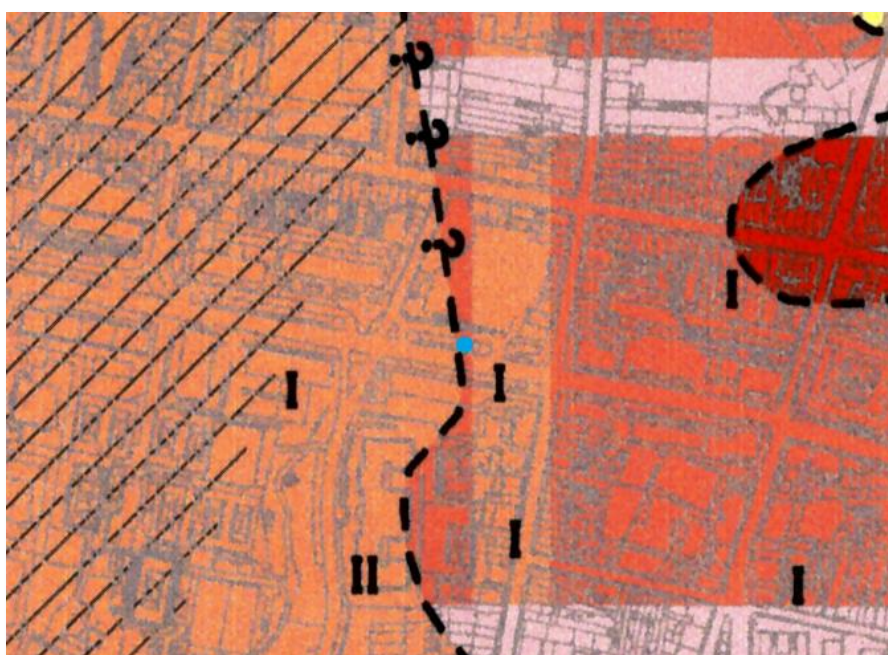


Figura 28 - Ensaio #2 na Carta Geotécnica do Porto (CMP, 2003)

No gráfico H/V obtido para este ensaio (fig. 29) vemos que o pico de frequência (f_0) se encontra nos 5.03 Hz e razão espectral H/V é de 2.87.

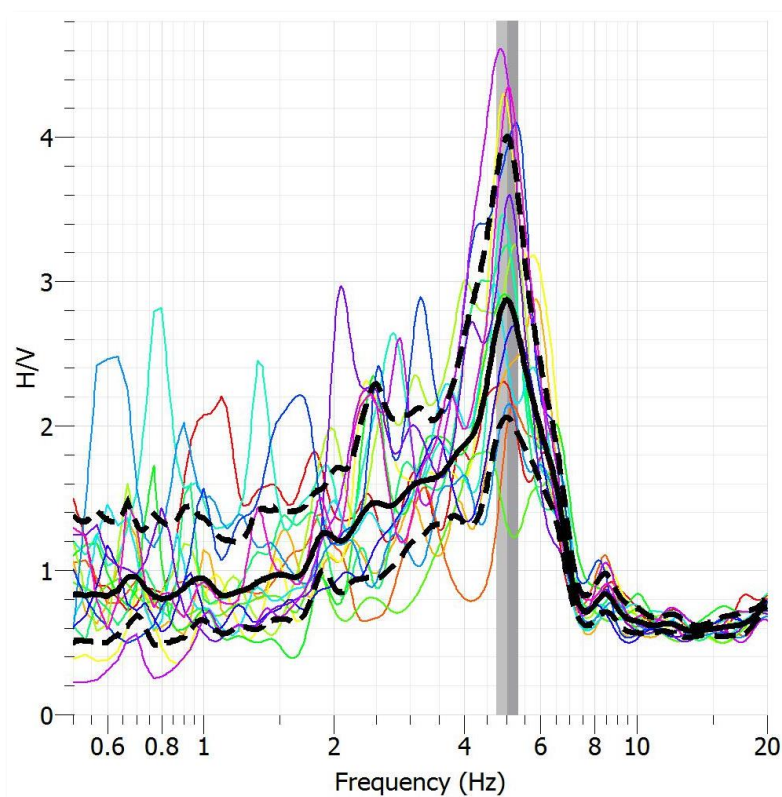


Figura 29 – Gráfico H/V para o ensaio #2

4.3. Ensaio #3

O terceiro ensaio (fig. 30) foi realizado na Rua de Damião de Góis, em frente ao número 320, a 21 de maio de 2016 (latitude: 41° 9' 43.20"N; longitude: 8° 36' 47.46"W).



Figura 30 - Localização do ensaio #3, realizado a 21 de maio de 2016 (imagem retirada do Google Earth)

Na figura 31 vemos que o ensaio foi feito na zona geotectónica G4-G e G8, que corresponde a solos residuais medianamente compactos e maciço rochoso de muito fraca qualidade. No nível 2 temos solos residuais graníticos compactos a maciço rochoso de muito fraca qualidade (G8); no nível mais profundo (nível 3) temos um maciço rochoso de fraca a excelente qualidade (G9).

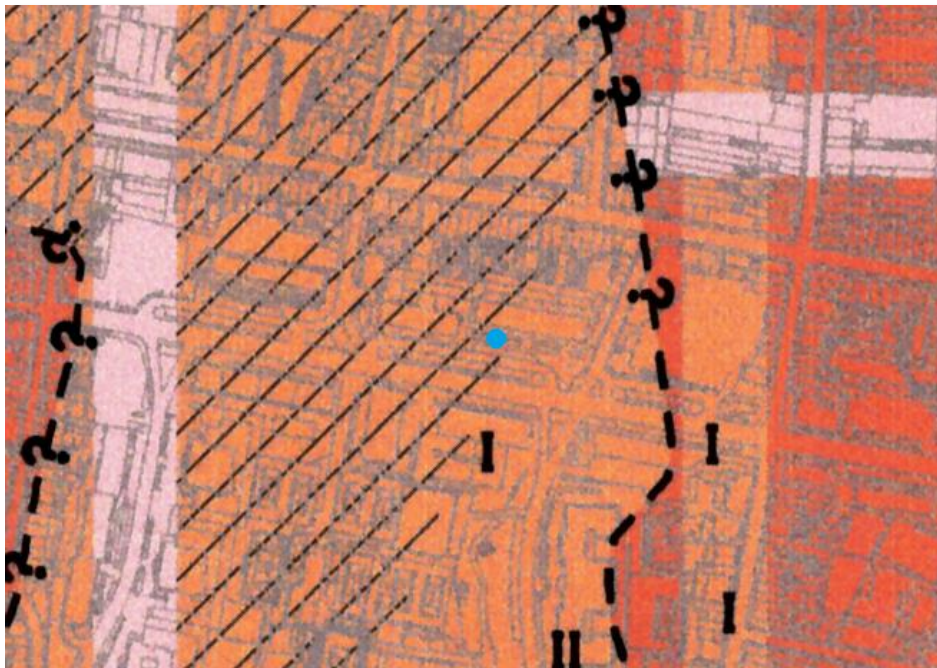


Figura 31 - Ensaio #3 na Carta Geotécnica do Porto (CMP, 2003)

O gráfico resultante deste sinal (fig. 32) indica que o pico de frequência (f_0) se encontra nos 15.18 Hz e a razão espectral H/V é de 2.20.

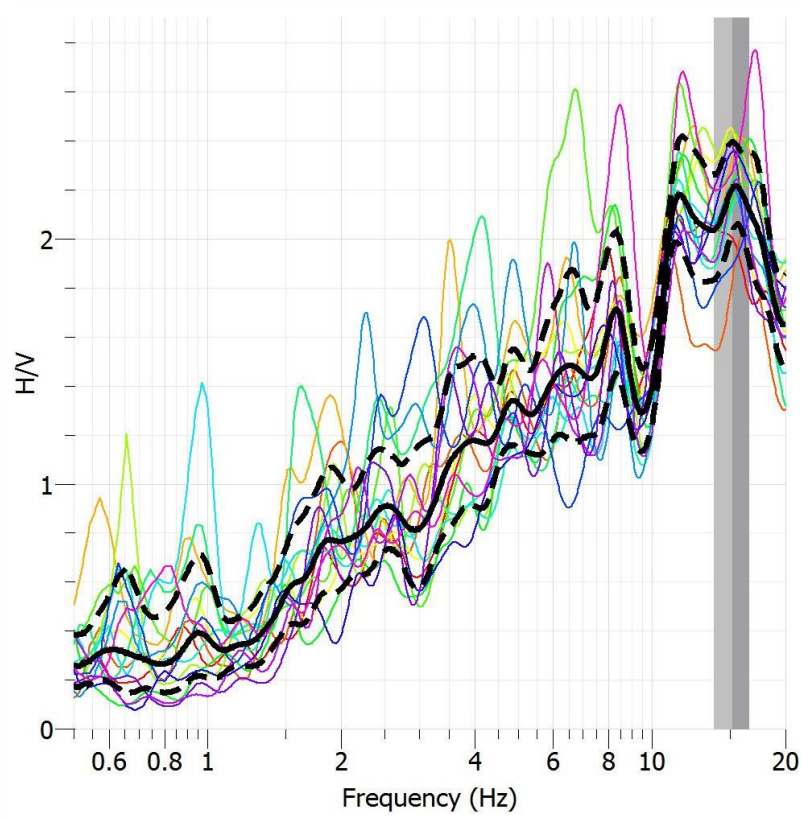


Figura 32 – Gráfico H/V para o ensaio #3

4.4. Ensaio #4

O ensaio número 4 (fig. 33) foi realizado no dia 21 de maio de 2016, na Rua de Damião de Góis, em frente ao número 296 (latitude: 41° 9' 44.00"N; longitude: 8° 36' 48.03"W).



Figura 33 - Localização do ensaio #4, realizado a 21 de maio de 2016 (imagem retirada do Google Earth)

Na figura 34 vemos que o ensaio foi realizado na unidade geotécnica G4-G e G8 que, mais uma vez, é composta por uma mistura de solos residuais graníticos medianamente compactos e maciço rochoso de muito fraca qualidade. No nível intermédio (nível 2) podemos observar a presença de solos residuais graníticos compactos a maciço rochoso de muito fraca qualidade (G8) e de um maciço rochoso de fraca a excelente qualidade (G9). A unidade G9 mantém-se no nível mais profundo (nível 3).

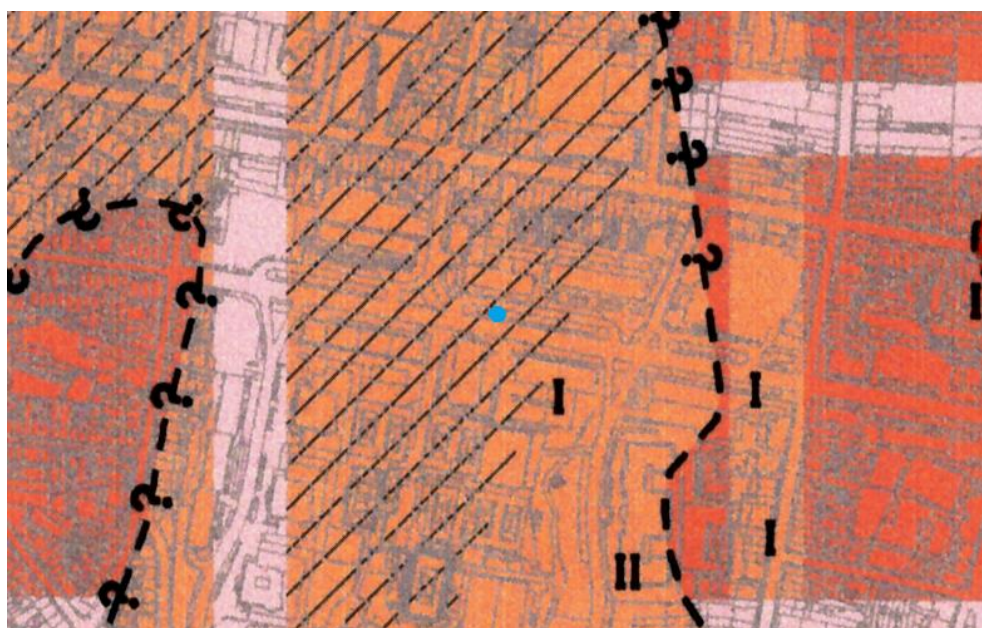


Figura 34 - Ensaio #4 na Carta Geotécnica do Porto (CMP, 2003)

O gráfico resultante (fig. 35) mostra que o pico de frequência (f_0) para este solo se encontra nos 9.22 Hz e a razão espectral H/V é de 0.95.

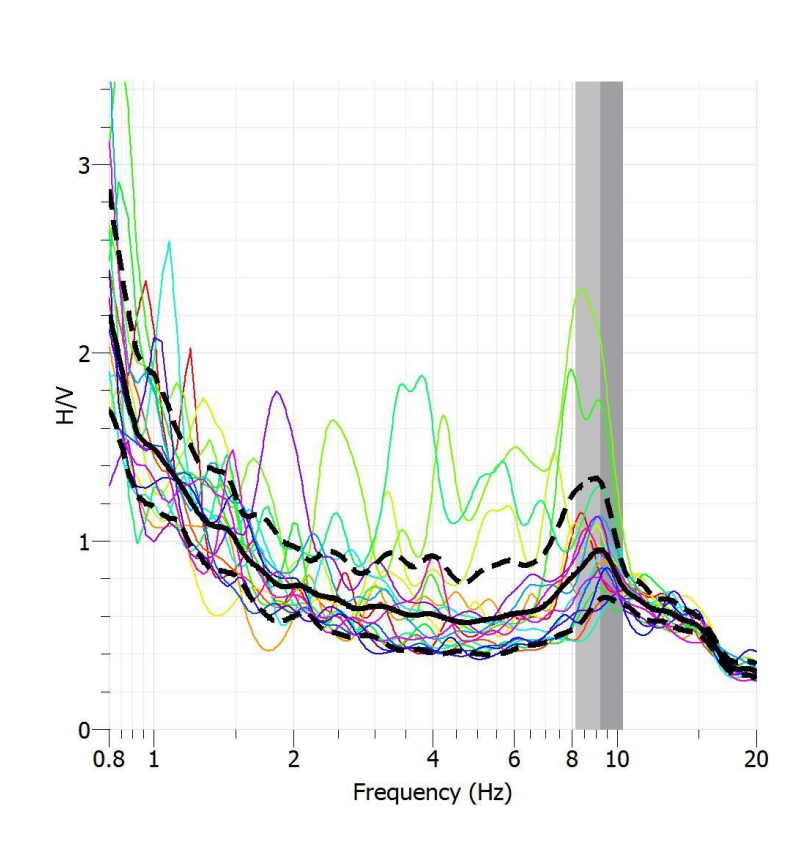


Figura 35 – Gráfico H/V para o ensaio #4

4.5. Ensaio #5

O quinto ensaio (fig. 36) foi realizado a 5 de julho de 2016, no cruzamento da Rua de Damião de Góis com a Rua de Antero de Quental (latitude: 41° 9' 42.99"N; longitude: 8° 36' 41.09"W).



Figura 36 - Localização do ensaio #5, realizado a 5 de julho de 2016 (imagem retirada do Google Earth)

Como podemos ver na figura 37, este ensaio foi feito na zona geotécnica G4-G, que é composta por solos residuais graníticos medianamente compactos. No nível imediatamente abaixo (nível 2) temos a presença de solos residuais graníticos compactos a maciço rochoso de muito fraca qualidade (G8); no nível mais profundo (nível 3) temos um maciço rochoso de fraca a excelente qualidade (G9).

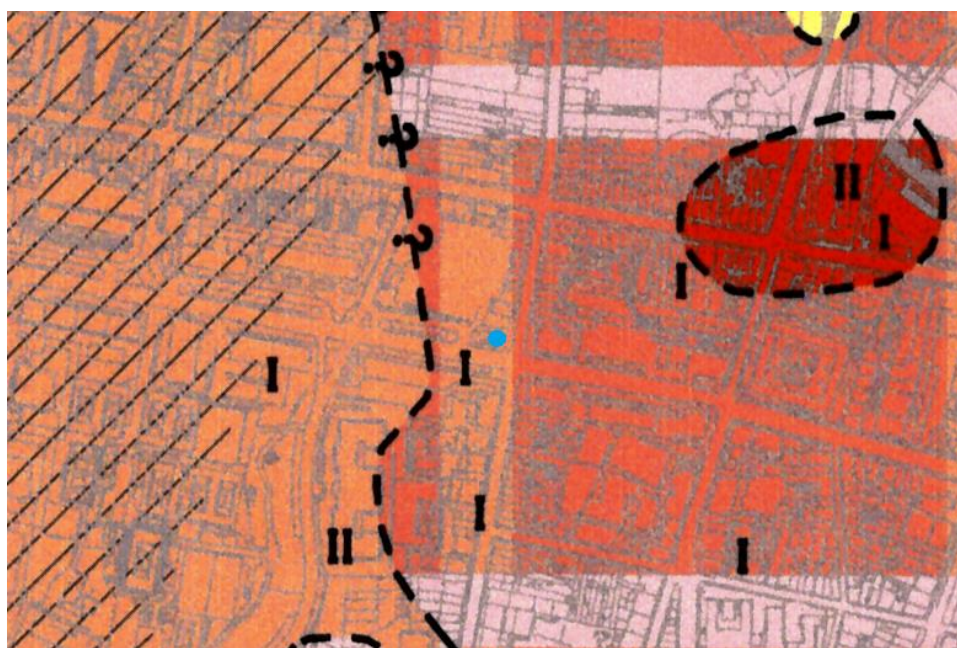


Figura 37 - Ensaio #5 na Carta Geotécnica do Porto (CMP, 2003)

No gráfico obtido (fig. 38) observa-se que o pico de frequência (f_0) para este solo se encontra nos 9.36 Hz e a razão espectral H/V é de 2.61.

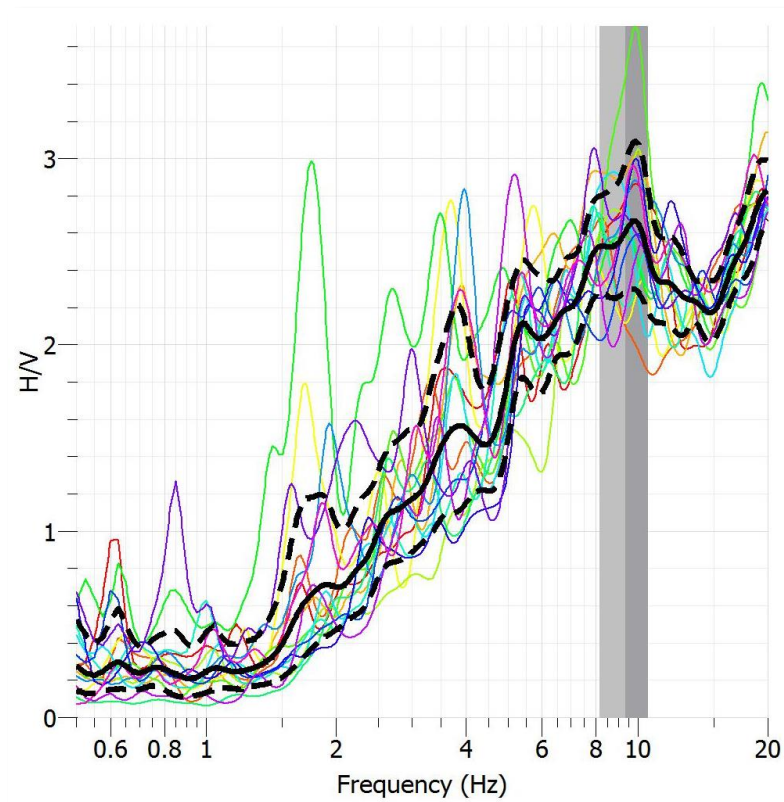


Figura 38 – Gráfico H/V para o ensaio #5

4.6. Ensaio #6

O sexto ensaio (fig. 39) foi realizado no cruzamento da Rua de Faria Guimarães com a Rua de João Pedro Ribeiro, a 5 de julho de 2016 (latitude: 41° 9' 39.92"N; longitude: 8° 36' 26.31"W).



Figura 39 - Localização do ensaio #6, realizado a 5 de julho de 2016 (imagem retirada do Google Earth)

Este ensaio foi realizado na unidade G4-G (fig. 40), que corresponde a solos residuais graníticos medianamente compactos. No nível 2, abaixo da superfície, temos solos residuais graníticos compactos a maciço rochoso de muito fraca qualidade (G8); no nível mais profundo temos um maciço rochoso de fraca a excelente qualidade (G9).

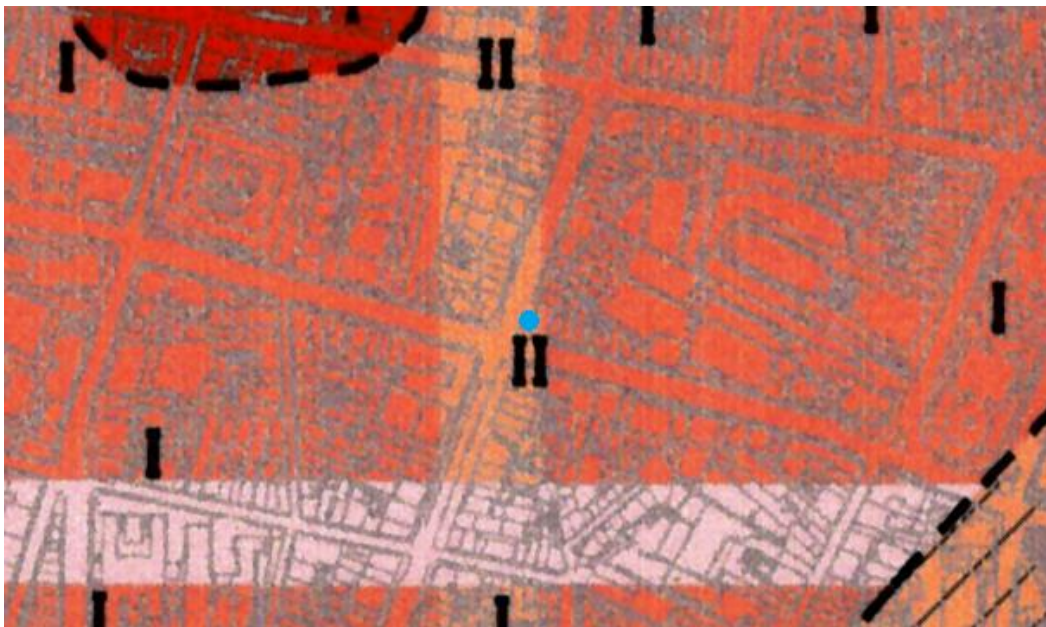


Figura 40 - Ensaio #6 na Carta Geotécnica do Porto (CMP, 2003)

No gráfico obtido (fig. 41), pode ver-se que o pico de frequência (f_0) se encontra nos 5.98 Hz e a razão espectral H/V é de 1.67.

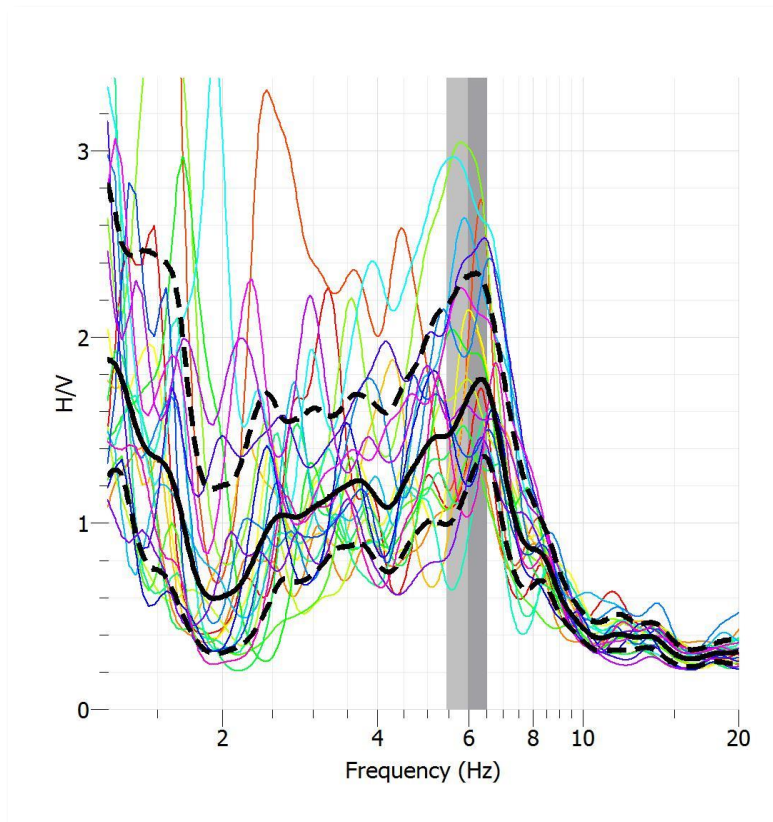


Figura 41 – Gráfico H/V do ensaio #6

4.7. Ensaio #7

O ensaio número 7 (fig. 42) foi realizado no dia 5 de julho de 2016, no lado Sul do jardim da Praça do Marquês de Pombal (latitude: 41° 9' 38.83"N; longitude: 8° 36' 16.37"W).

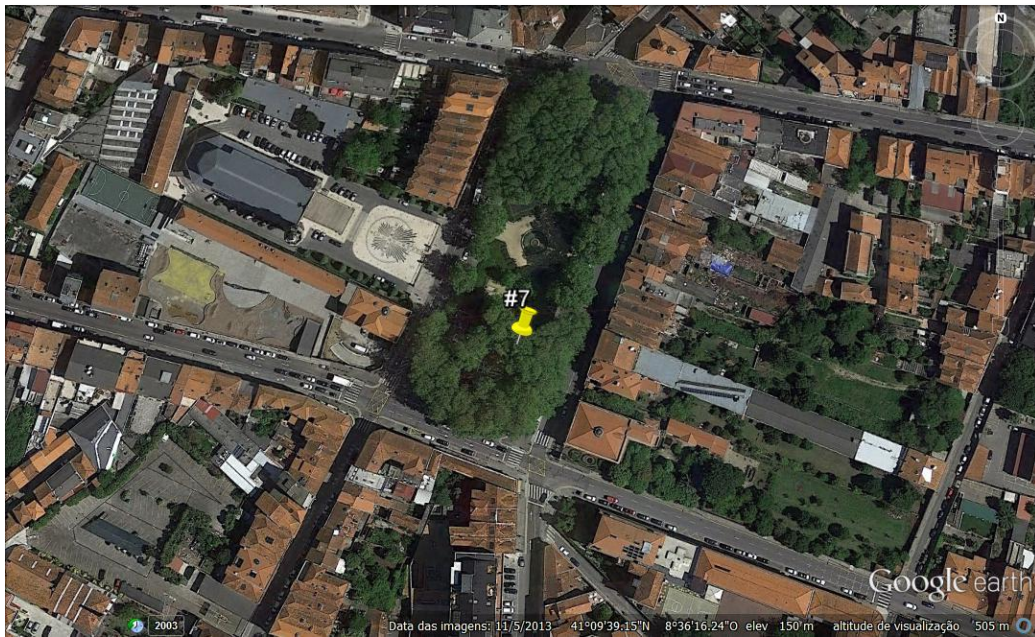


Figura 42 - Localização do ensaio #7, realizado a 5 de julho de 2016 (imagem retirada do Google Earth)

O sétimo ensaio foi realizado na unidade G4-G (fig. 43), que é constituída por solos residuais graníticos medianamente compactos; nos níveis inferiores ocorre a unidade G9, um maciço rochoso de fraca a excelente qualidade.

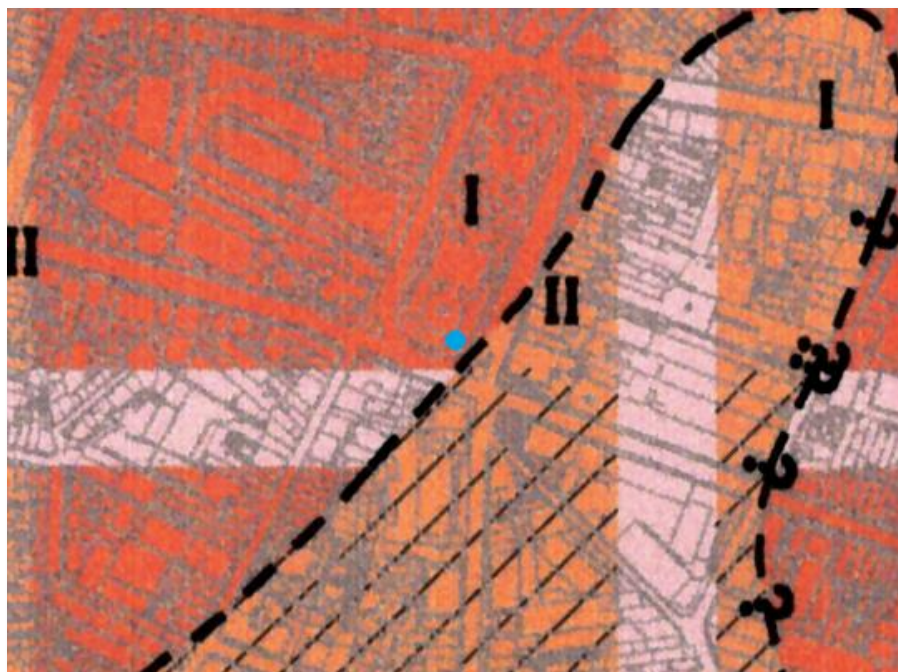


Figura 43 - Ensaio #7 na Carta Geotécnica do Porto (CMP, 2003)

O pico de frequência (f_0) deste solo, representado no gráfico da figura 44, é de 4.63 Hz e a razão espectral H/V é de 2.02.

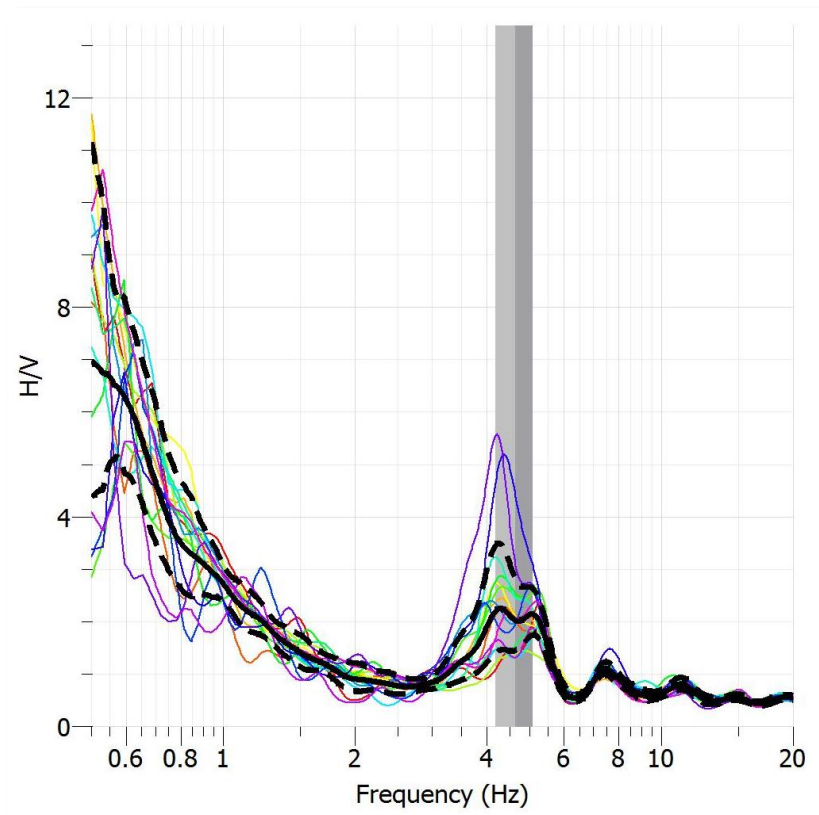


Figura 44 – Gráfico H/V para o ensaio #7

4.8. Ensaio #8

O oitavo ensaio (fig. 45) foi realizado no lado Norte do jardim da Praça do Marquês de Pombal, a 5 de julho de 2016 (latitude: 41° 9' 41.86''N; longitude: 8° 36' 14.95''W).



Figura 45 - Localização do ensaio #8, realizado a 5 de julho de 2016 (imagem retirada do Google Earth)

Tal como no ensaio anterior, este ensaio (fig. 46) foi realizado sobre solos residuais graníticos medianamente compactos (unidade G4-G) tendo, em níveis mais profundos, um maciço rochoso de fraca a excelente qualidade (unidade G9).

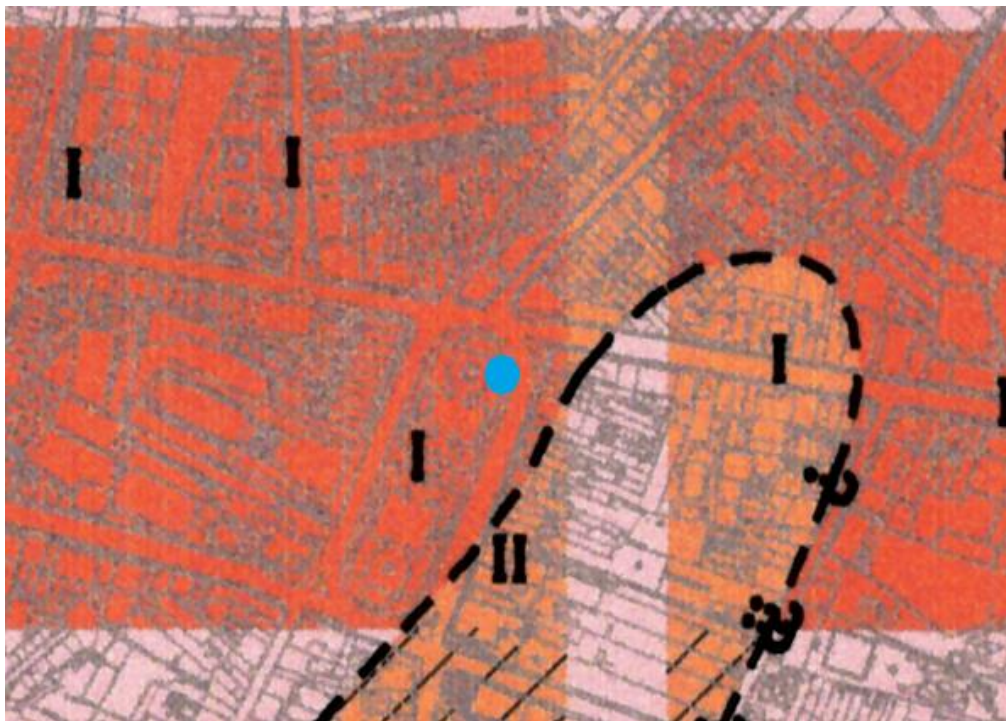


Figura 46 - Ensaio #8 na Carta Geotécnica do Porto (CMP, 2003)

O pico de frequência (f_0) deste solo está, como se pode ver no gráfico da figura 47, nos 5.81 Hz e a razão espectral H/V é de 2.30.

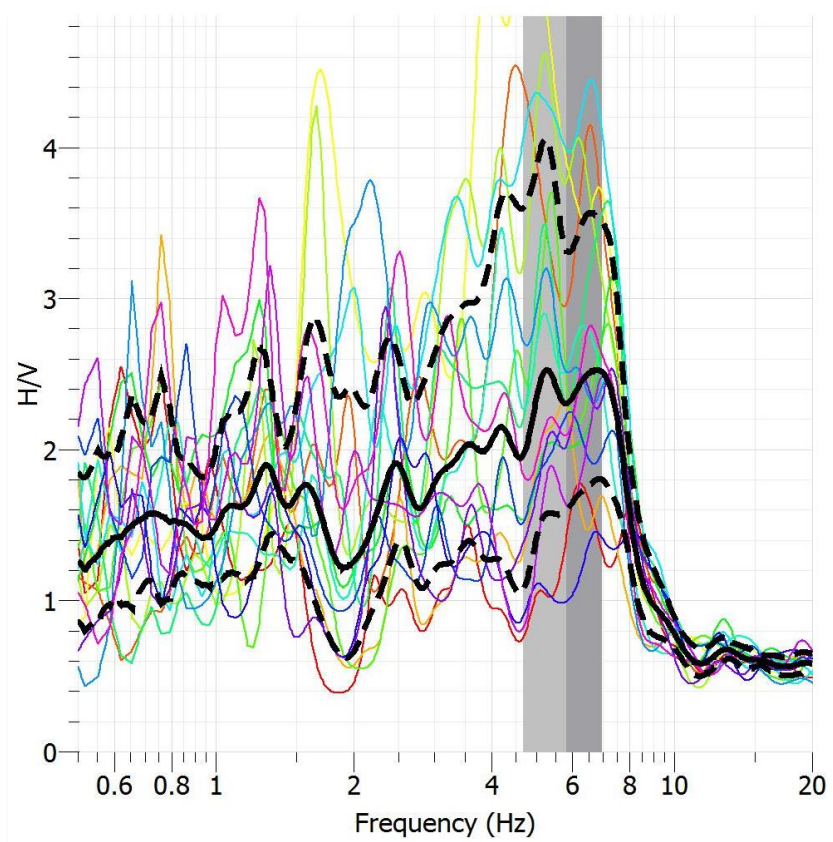


Figura 47 – Gráfico H/V para o ensaio #8

4.9. Ensaio #9

O nono ensaio (fig. 48) foi realizado no dia 14 de julho de 2016, na Rua de Damião de Góis, em frente ao número 570 (latitude: 41° 9' 44.73''N; longitude: 8° 36' 58.84''W).



Figura 48 - Localização do ensaio #9, realizado a de 14 julho de 2016 (imagem retirada do Google Earth)

Como se pode ver na figura 49, o ensaio foi feito na zona G4-G, que corresponde a uma zona solos residuais graníticos medianamente compactos; em profundidade, temos a presença de um maciço rochoso de fraca a excelente qualidade (unidade G9).

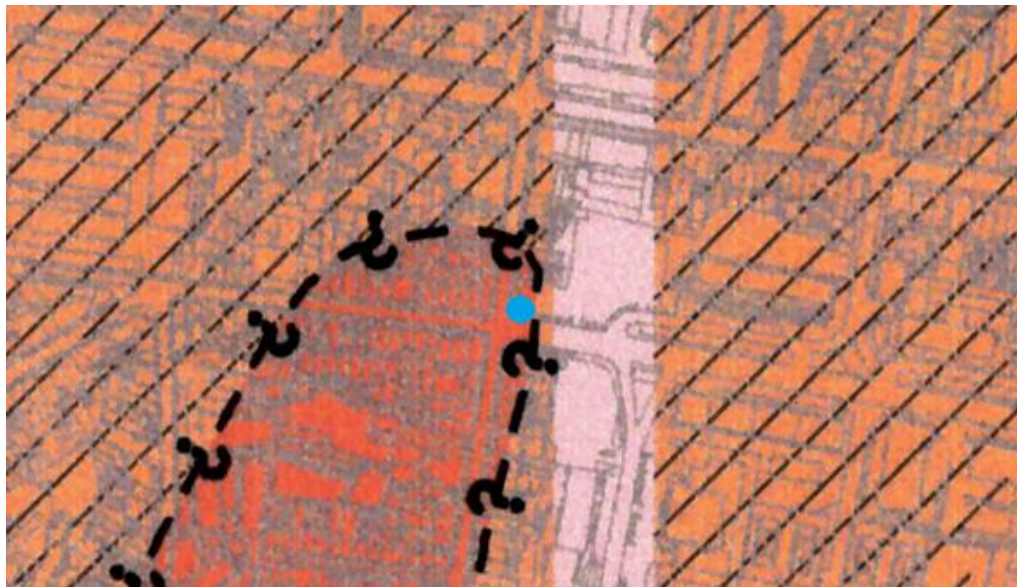


Figura 49 - Ensaio #9 na Carta Geotécnica do Porto (CMP, 2003)

No gráfico obtido (fig. 50) podemos observar que o pico de frequência (f_0) se encontra nos 6.66 Hz e a razão espectral H/V é de 1.28.

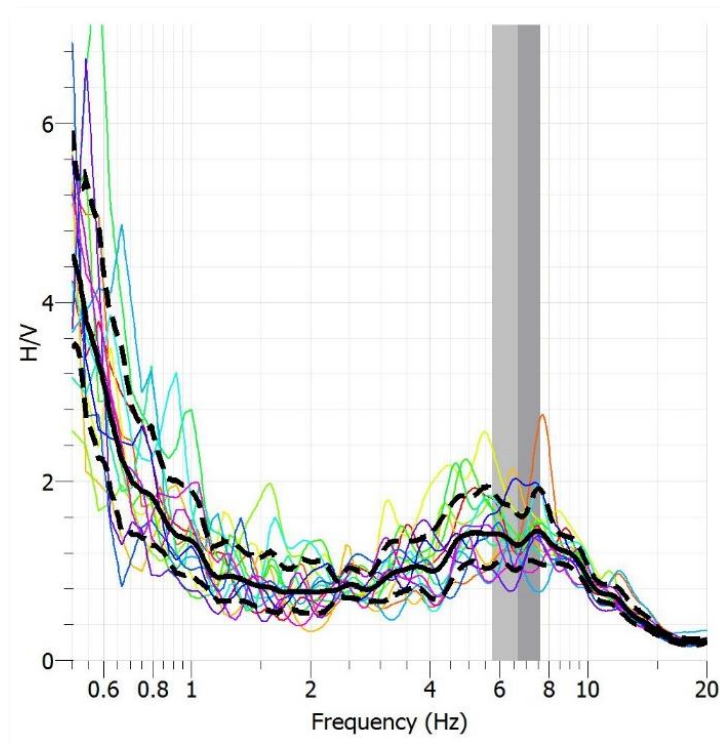


Figura 50 – Gráfico H/V para o ensaio #9

4.10. Ensaio #10

O décimo ensaio (fig. 51) foi realizado na Rua de Cervantes, a 14 de julho de 2016 (latitude: 41° 9' 42.48"N; longitude: 8° 36' 46.84"W).



Figura 51 - Localização do ensaio #10, realizado a 14 de julho de 2016 (imagem retirada do Google Earth)

Este ensaio foi realizado numa zona de solos residuais graníticos compactos a maciço rochoso de muito fraca qualidade (unidade G8), como se observa na figura 52. Esta unidade geotécnica tem, também, continuidade em profundidade.

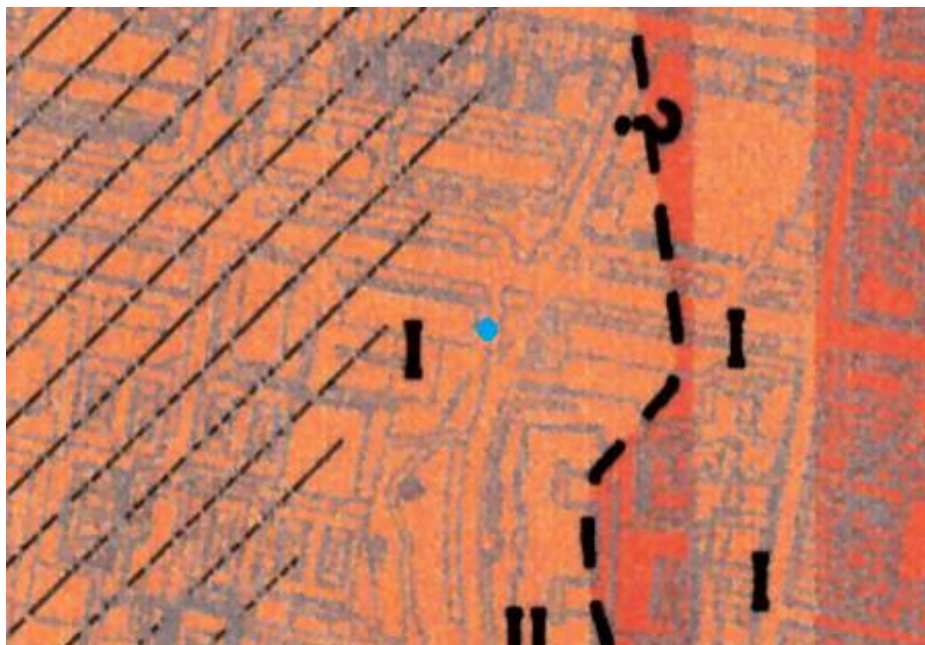


Figura 52 - Ensaio #10 na Carta Geotécnica do Porto (CMP, 2003)

No gráfico obtido a partir do sinal (fig. 53), vemos que o pico de frequência (f_0) se encontra nos 10.00 Hz e que a razão espectral H/V é de 1.59.

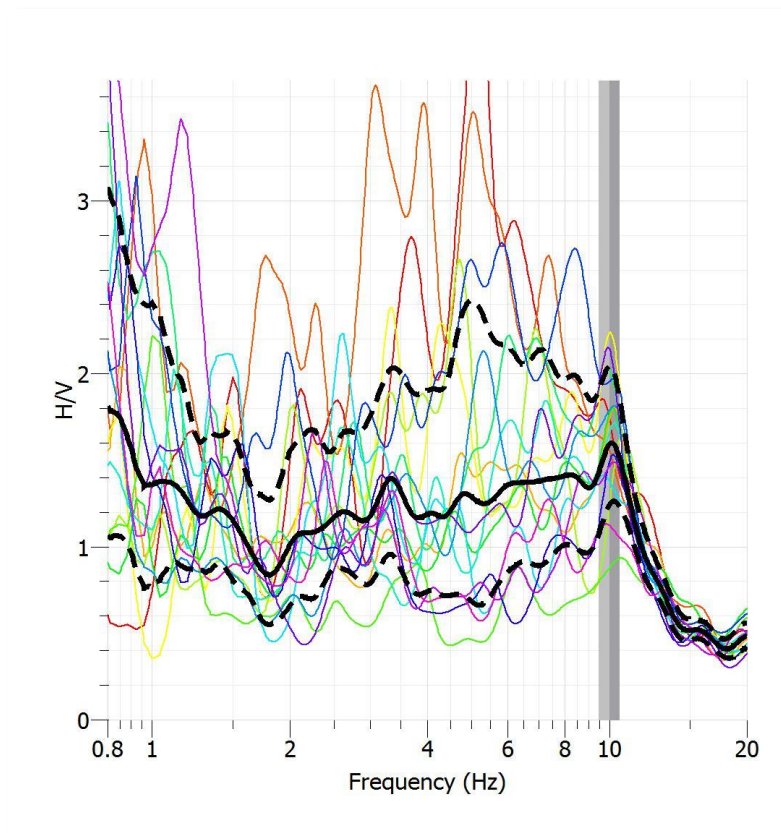


Figura 53 – Gráfico H/V do ensaio #10

4.11. Ensaio #11

O ensaio número 11 (fig. 54) foi realizado a 14 de julho de 2016, na Rua de Alves Redol (latitude: 41° 9' 43.93"N; longitude: 8° 36' 56.16"W).



Figura 54 – Localização do ensaio #11, realizado a 14 de julho de 2016 (imagem retirada do Google Earth)

Este ensaio foi realizado na zona geotécnica G4-C e G8 (fig. 55), que é composta por solos residuais graníticos medianamente compactos a maciço rochoso de muito fraca qualidade. Em profundidade temos um maciço rochoso de fraca a excelente qualidade, representativo da unidade G9.

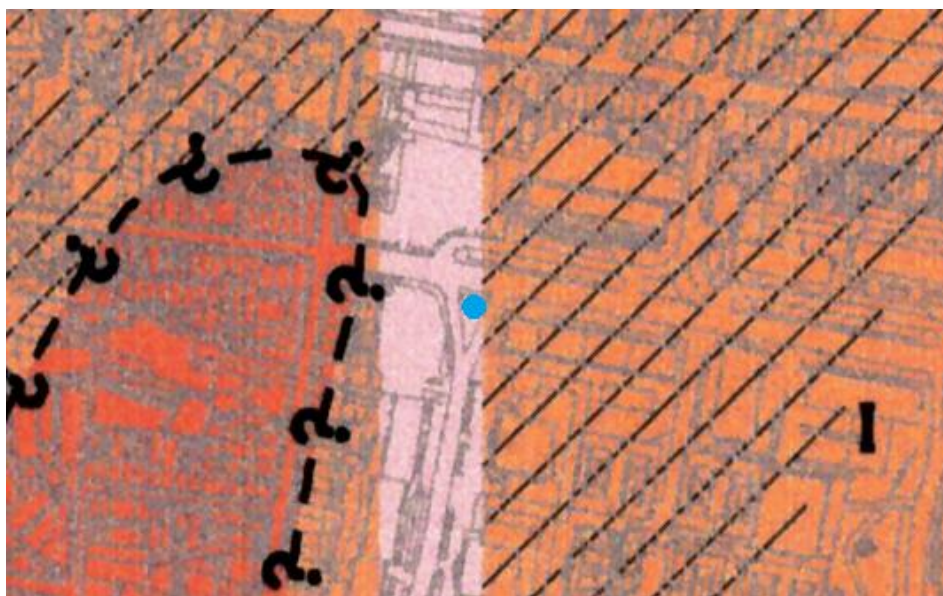


Figura 55 - Ensaio #11 na Carta Geotécnica do Porto (CMP, 2003)

Ne
encontra

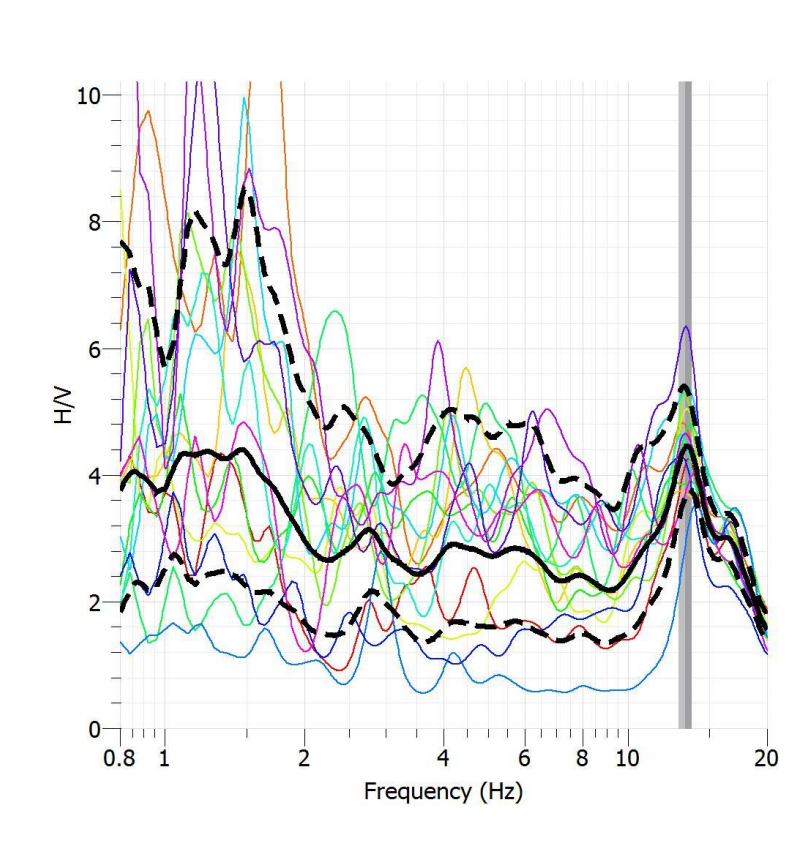


Figura 56 - Gráfico H/V do ensaio #11

Capítulo V – Considerações Finais

5.1. Discussão dos resultados

Para a interpretação dos dados obtidos recorreu-se ao documento *Guidelines for the Implementation of the H/V Spectral Ratio Technique on Ambient Vibrations – Measurements, Processing and Interpretation*, publicado em 2004 pelo projeto SESAME.

Um pico claro (f_0) com frequência superior a 1 Hz indica que o local apresenta um grande contraste de impedâncias e amplifica os movimentos sísmicos para essa gama de frequências.

Os onze ensaios realizados apresentaram os seguintes resultados:

- O ensaio #1 mostra que o solo apresenta uma frequência fundamental de 16.17 Hz, amplificando os movimentos na gama dos 16 Hz;
- Os ensaios #2 e #7 mostram frequências fundamentais para o solo de 5.03 Hz e 4.63 Hz, respetivamente, indicando que a amplificação ocorre na gama dos 5 Hz;
- O ensaio #3 revela que a frequência fundamental do solo é de 15.18 Hz, o que significa que este amplifica os movimentos sísmicos na gama dos 15 Hz;
- Os ensaios #4 e #5 mostram frequências fundamentais de 9.22 Hz e 9.36 Hz, respetivamente, indicando que o solo amplifica os movimentos para frequências na gama dos 9 Hz;
- Os ensaios #6, #8 e #9 mostram que os solos apresentam uma frequência fundamental de 5.98 Hz, 5.81 Hz e 6.66 Hz, respetivamente, amplificando os movimentos na gama dos 6 Hz;
- O ensaio #10 apresenta um pico de frequência nos 10.00 Hz, indicando que os movimentos sísmicos são amplificados na gama dos 10 Hz;
- O ensaio #11 apresenta um pico de frequência nos 13.31 Hz, indicando que a amplificação ocorre na gama dos 13 Hz.

Sabe-se que a velocidade média das ondas S é dada pela expressão (SESAME, 2004):

$$V_{S\text{média}} \approx f_0 \cdot 4h$$

onde f_0 é a frequência fundamental do solo (dada pelos gráficos H/V) e h é a espessura da camada atravessada. Se admitirmos que a espessura das camadas é constante, então podemos considerar que f_0 e $V_{\text{Smédia}}$ são proporcionais.

Consideremos, agora, a expressão que dá a velocidade das ondas S (Dentith e Mudge, 2014):

$$V_S = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

onde μ representa o módulo de cisalhamento (que descreve a capacidade de resistência de um material a tensões de corte) e ρ a densidade do material. Como podemos ver na tabela 9, as densidades das rochas variam aproximadamente, entre 2.17 e 3.32 kg/m³, mostrando assim que a densidade do material não é um fator que influencie drasticamente a velocidade das ondas S.

Tabela 9 - Densidades aproximadas para alguns tipos de rocha (adaptado de US Army Corps of Engineers, 1994, Jones, 2007)

Rocha	Densidade (kg/m ³)
Granito	2.52 – 2.81
Granodiorito	2.67 – 2.79
Sienito	2.63 – 2.9
Quartzodiorito	2.68 – 2.96
Gabro	2.85 – 3.12
Peridotito	3.15 – 3.28
Dunito	3.2 – 3.31
Arenito	2.15 – 2.65
Argilito	2.5 – 2.75
<i>Shale</i>	2.1 – 2.75
Gnaisse	2.6 – 2.9
Xisto	2.73 – 3.03
Anfibolito	2.79 – 3.14
Quartzito	2.6 – 2.7

Podemos, então, dizer que o fator mais influente na determinação da velocidade de propagação das ondas S é μ , que pode ser interpretado como a competência mecânica do material. Se, anteriormente, consideramos que $V_{\text{Smédia}}$ e f_0 são proporcionais, então podemos considerar que f_0 e μ também o são:

$$f_0 \leftrightarrow V_S \leftrightarrow \mu$$

Tentou-se perceber, então, se a frequência fundamental de um sítio está, de algum modo, relacionada com a competência dos materiais que compõem o subsolo. Organizaram-se os dados obtidos durante este trabalho na tabela 10, que inclui a frequência fundamental do local e a unidade geotécnica onde os ensaios foram realizados:

Tabela 10 - Dados obtidos ao longo deste trabalho

Ensaio	Frequência (Hz)	Formação geotécnica
1	16.17	G4-G e G8
2	5.03	G4-G
3	15.18	G4-G e G8
4	9.22	G4-G e G8
5	9.36	G4-G
6	5.98	G4-G
7	4.63	G4-G
8	5.81	G4-G
9	6.66	G4-G
10	10.00	G8
11	13.31	G4-G e G8

Ordenaram-se as frequências de modo crescente e as formações geotécnicas por ordem crescente de competência mecânica: G4-G é a formação menos competente, formada por solos residuais graníticos medianamente compactos, e G8 é a formação mais competente, constituída por solos residuais graníticos compactos a maciço rochoso de muito fraca qualidade. Criou-se, então, um gráfico de dispersão para inferir se existe alguma correlação entre a frequência fundamental e a competência mecânica dos materiais que compõem o subsolo na zona estudada.

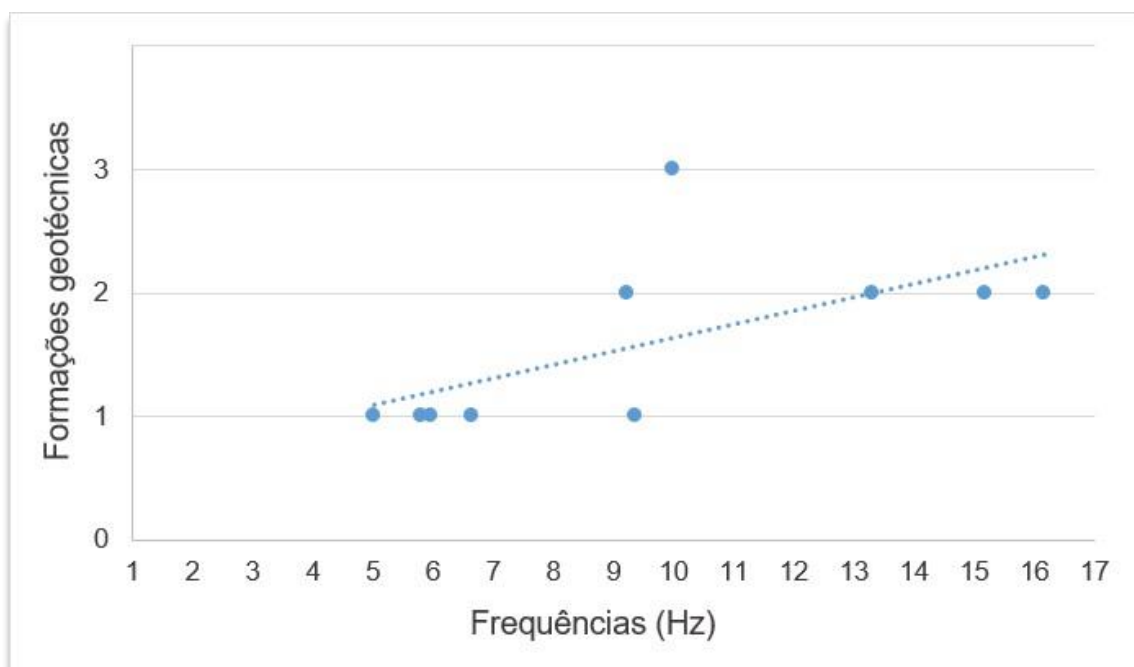


Figura 57 – Gráfico que correlaciona as frequências fundamentais obtidas nos vários ensaios com a competência mecânica das formações geotécnicas encontradas na área (1 – unidade G4-G; 2 – unidade G4-G e G8; 3 – unidade G8)

Como podemos ver no gráfico da figura 57, a linha de tendência mostra que a frequência fundamental de um local aumenta com o aumento da competência mecânica do material em questão. O ensaio que foi realizado na unidade G8 fica fora da tendência; uma vez que a frequência é mais baixa do que o esperado, podemos supor que existe um substrato pouco rígido em profundidade.

Na tabela apresentada abaixo podemos ver um resumo das características geotécnicas de cada unidade e a gama de frequências obtida neste trabalho para cada uma delas.

Tabela 11 – Resumo das características geotécnicas das unidades ensaiadas e as frequências obtidas

Unidades Geotécnicas		Caracterização geotécnica			Frequências obtidas (Hz)
		Velocidades sísmicas (m/s)	Valores de SPT	Compressão simples (MPa)	
Solos residuais graníticos medianamente compactos	G4-G	420 – 950	$10 < N < 30$	0.04 – 0.06	4.63 – 9.36
Solos residuais graníticos medianamente compactos a maciço rochoso de muito fraca qualidade	G4-G e G8				9.22 – 16.17
Solos residuais graníticos compactos a maciço rochoso de muito fraca qualidade	G8	1000 – 1950	$N > 30$	0.031 – 0.109	10.00

5.2. Conclusões

A cidade do Porto encontra-se praticamente assente sobre granitos, que podem estar mais ou menos alterados. Na área de estudo selecionada, a Carta Geotécnica do Porto indica que estes granitos se encontram meteorizados e alterados ao ponto de originarem solos residuais de composição granítica.

A aplicação do método H/V para o estudo desta área permitiu inferir qual a frequência fundamental de cada local ensaiado e, consequentemente, estimar a gama de frequências que amplifica possíveis movimentos sísmicos no solo.

Vemos, então, que a unidade G8 amplifica possíveis movimentos sísmicos em frequências na gama dos 10 Hz, a unidade G4-G e G8 amplifica os movimentos para uma gama de frequências mais variável: entre os 9 Hz e os 16 Hz; já a unidade G4-G amplifica os movimentos sísmicos em frequências mais baixas, nomeadamente, entre os 4 Hz e os 9 Hz.

A correlação entre as frequências fundamentais dos solos estudados e as características das unidades geotécnicas mostra que quanto maior for a competência mecânica do material, maior será a frequência necessária para que este amplifique um movimento sísmico. Assim, os materiais que compõem a unidade geotécnica G4-G e G8 apresentam-se mais competentes do que os materiais que compõem a unidade G4-G.

Durante a elaboração desta dissertação foram observadas algumas limitações, nomeadamente a falta de zonas verdes e canteiros não vedados na área, por forma a realizar os ensaios com um maior espaçamento. Foi, ainda, realizada uma tentativa de colheita de dados através da aplicação do método HoliSurface® (descrito no capítulo III), mas não houve sucesso devido à qualidade dos mesmos.

Num trabalho futuro, seria importante consolidar estes resultados com mais ensaios e complementar com estudos da mesma natureza em outras áreas da cidade e assim perceber qual a frequência fundamental dos solos e em que gama de frequências estes amplificam os movimentos sísmicos.

Referências Bibliográficas

- Associação Internacional de Geologia de Engenharia e Ambiente. (1981). *Com. on Eng. Geol. Mapp. Rock and Soil Description and Classification for Engineering Geological Mapping*. Bulletin IAEG nº 24, pp. 235 – 274.
- Bard, P. Y. (1985). Les effects de site d'origine structurale: principaux résultats expérimentaux et théoriques. *Genie Parasismique*. Victor Davidovici, Presses de l'École Nationale des Ponts e Chaussés.
- Borges, F. S., Marques, M., Noronha, F. (1985). Excursão geológica no complexo gnaissico da Foz do Douro. Em: *Livro guia das excursões geológicas a realizar em Portugal*. IX Reunião sobre a Geologia do Oeste Peninsular. Porto.
- Câmara Municipal do Porto. (1994). *Carta Geotécnica do Porto. Volume I – Memória e Desenhos*. Câmara Municipal do Porto. Porto.
- Câmara Municipal do Porto. (2003). *Carta Geotécnica do Porto na escala 1:10000*. Câmara Municipal do Porto. Porto.
- Câmara Municipal do Porto. (2003). *Carta Geotécnica do Porto. Volume I – Notícia Explicativa e Cartas*. Câmara Municipal do Porto. Porto.
- Coelho, A. G. (1991). *Microzonamento sísmico*. Programa de Investigação apresentado a concurso para acesso à categoria de Investigador-Coordenador. LNEC. Lisboa.
- Correia, R. (1993). Efeitos locais de Amplificação Sísmica pelos Solos. *Simpósio sobre Catástrofes Naturais – Estudo, Prevenção e Protecção*. Ordem dos Engenheiros, LNEC, Lisboa, 8 a 10 de novembro de 1993.
- Costa, J. C., Teixeira, C. e Medeiros, A. C. (1957). *Carta Geológica de Portugal na escala 1:50.000 – Folha 9-C (Porto)*. Serviços Geológicos de Portugal. Lisboa.
- Costa, J.C. e Teixeira, C. (1957). *Carta Geológica de Portugal à escala de 1:50.000. Notícia Explicativa da Folha 9-C, Porto*. Serviços Geológicos de Portugal. Lisboa.
- Dal Moro, G. (2012). *HoliSurface® - Case Study #1 – Purgessimo (NE of Italy)*. Acedido em: 15 de setembro de 2015, em

http://www.winmasw.com/HoliSurface_docs/HoliSurface-CaseStudy1-Purgessimo.pdf

- Dal Moro, G., Mustafa, S. R. e Al-Arifi, N. (2015). Efficient acquisition and holistic analysis of Rayleigh waves. Em: *Proceedings of the Near-Surface EAGE 2015 Congress*. Turim, Itália, 6-10 de setembro de 2015, EAGE.
- Deere, D. U. (1964) Technical description of rock cores for engineering purposes. *Rock Mechanics and Engineering Geology*, Vol. 1, nº 1, 17 – 22.
- Deere, D. U. e Deere, D. W. (1988). The RQD index practice. *Proc. Symp. Rock Classif. Eng. Purp., ASTM, Special Technical Publication, 984*. pp. 91 – 101, Philadelphia.
- Dentith, M. e Mudge, S. T. (2014). *Geophysics for the Mineral Exploration Scientist*. 1ª edição. Cambridge University Press. Nova Iorque.
- Ferreira, N., Iglésias, M., Noronha, F., Pereira, E., Ribeiro, A., Ribeiro, M. L. (1988). Granitóides na Zona Centro-Ibérica e seu Enquadramento Geodinâmico. Em: *Geología de los Granitoides y Rocas Asociadas del Macizo Hespérico. Libro Homenaje a L.C. García de Figuerola*. Editorial Rueda. Madrid. pp. 37 – 51.
- Flores, H., Malischewsky, P. e Jentzsch, G. (2013). H/V spectral ratio analysis and Rayleigh modelization in Eastern Thuringia, Germany. *Geofísica Internacional*. 52-4: 355-364.
- Galopim de Carvalho, A. M. (2011). *Dicionário de Geologia*. 1ª edição. Âncora Editora. Lisboa.
- Hisada, T., Nakagawa, K. e Izumi, M. (1965). Normalized Acceleration Spectra for Earthquakes Recorded by Strong Motion Accelerographs and their Characteristics Related with Subsoil Conditions. *BRI Occasional Report nº 23*. Building Research Institute, Ministry of Construction, Tokyo, Japan.
- Idriss, I. M. (1991). Earth Ground Motions at Soft Soil Sites. Em: *International Conferences on Recent Advances in Geotechnical Earthquake Engineering and Soil Dynamics*. Missouri University of Science and Technology, Estados Unidos da América, 11-13 de março de 1991.

- Idriss, I. M. e Seed, H. B. (1968). Seismic Response of Horizontal Soil Layers. *Journal of the Soil Mechanics and Foundations Division, ASCE*. **94**: nº SM4, July, pp. 1003 – 1031.
- Instituto Geográfico do Exército. (2013). *Carta Militar de Portugal à escala de 1:25000. Folha 122 – Porto*. Instituto Geográfico do Exército. Lisboa.
- Japan Working Group for TC-4 Committee. (1992). *Seismic Zoning on Geotechnical Hazards*. Workshop on Seismic Zoning Methodologies for Geotechnical Hazards, LNEC, Lisboa.
- Jones, F. (2007). *Geophysics Foundations: Physical Properties: Density*. Acedido em: 27 de setembro de 2016, no website da University of British Columbia: <https://www.eoas.ubc.ca/ubcgif/iag/foundations/properties/density.htm>
- Julivert, M., Fontboté, J. M., Ribeiro, A., Conde, L. (1974). *Memória Explicativa del Mapa Tectónico de la Peninsula Ibérica e Baleares*. Inst. Geol. y Minero España, Madrid.
- Knott, C. G. (1899). Reflection and refraction of elastic waves, with seismological applications. *Phil. Mag., 5th ser.* **48**: 64–97.
- Laboratório Nacional de Engenharia Civil. (1995). *Estudo da amplificação de movimentos sísmicos por depósitos de solo com estratificação horizontal*. Tese de Mestrado em Mecânica de Solos. Universidade Nova de Lisboa, Lisboa, 226 pp.
- Lay, T. e Wallace, T. C. (1995). *Modern Global Seismology*. 1ª edição. Academic Press. Londres.
- Nakamura, Y. (1989). A method for dynamic characteristics estimations of subsurface using microtremors on ground surface. *Quarterly Report of Railway Technical Research Institute*, 30.
- Nakamura, Y. (2008). On the H/V spectrum. Em: *The 14th World Conference on Earthquake Engineering*. Pequim, China, 12-17 de outubro de 2008.
- Nogoshi, M. e Igarashi, T. (1971). On the amplitude and characteristics of the microtremor (part 2). In Japanese with English abstract. *Journal of the Seismological Society of Japan*, 24:26-40.

- Noronha, F., Ramos, J. M. F., Rebelo, J., Ribeiro, A., Ribeiro, M. L. (1979). Essai de corrélation des phases de déformation hercyniennes dans le NW de la Péninsule Ibérique. *Bol. Soc. Geol. Portuguesa*. **21**: 227 – 238.
- Oladapo, M. I. (2013). Linearization of Zoeppritz equations and practical utilization. *International Journal of Physical Sciences*.
- Pereira, E. e Ribeiro, A. (1992). *Notícia Explicativa da Carta Geológica de Portugal, Folha 1, na escala 1:200 000*. Serviços Geológicos de Portugal.
- Reynolds, J. M. (1997). *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*. 1ª edição. John Wiley & Sons Ltd. Chichester.
- Ribeiro, A. (1974). Contribution à l'étude tectonique de Trás-os-Montes orientale. *Mem. Serv. Geol. Portugal*, 24, 168 pp.
- Ribeiro, A. (2013). Evolução Geodinâmica de Portugal; os ciclos ante-mesozóicos. Em: *Geologia de Portugal*. Escolar Editora.
- SARA Electronic Instruments. (2016). *SR04S3 GeoBox*. Acedido em: 18 de setembro de 2016, em: http://www.sara.pg.it/documents/commercial/SR04_GEOBOX_DATASHEET_ENG.pdf
- Seed, H. B. e Idriss, I. M. (1969). Influence of soil conditions on ground motions during earthquakes. *Journal of the Soil Mechanics and Foundations Division, ASCE*. Vol. 95, nº SM1, pp. 99 – 137.
- SESAME, 2004. *Guidelines for the implementation of the H/V spectral ratio technique on ambient vibrations. Measurements, processing and interpretation*. SESAME European Research Project, deliverable D23.12.
- Shearer, P.M. (2009). *Introduction to Seismology*. 2ª edição, Cambridge University Press. Nova Iorque.
- Sociedade Internacional de Mecânica das Rochas. (1977). *Commission on Standardization of Laboratory and Field Tests. Suggested methods for the qualitative description of discontinuities in rock masses*. Committee on field tests. Doc. nº 4. pp. 320 – 368.

- Sociedade Internacional de Mecânica das Rochas. (1977). Commission on Standardization of Laboratory and Field Tests. Suggested methods for determining hardness and abrasiveness of rocks. Committee on laboratory tests. Document nº 5. *International Journal of Rock Mechanics & Mining Science & Geomechanic Abstracts*. **15**: pp. 89 – 97 (1978).
- US Army Corps of Engineers. (1995). *Geophysical Exploration for Engineering and Environmental Investigations*. Department of the Army. Washington D.C.
- Wood, H. O. (1908). Distribution of Apparent Intensity in San Francisco, in The California Earthquake of April 18, 1906. *Report of the State Earthquake Investigation Commission, Carnegie Institution of Washington D.C.* pp. 220 – 245.
- Zoeppritz, K. (1919). Erdbebenwellen VIII B, Über Reflexion ad Durchgang seismischer wellen durch Unstetigkeitsflächen: Göttinger Nach. 66-84.